

УДК 552.33(517)

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ БИМОДАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ХЭНТЕЙСКОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА¹

В. В. Ярмолюк^{a, *}, А. М. Козловский^{a, **}, В. М. Саватенков^b, А. С. Новикова^a, Ц. Оюунчимэг^c

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^cИнститут геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: yarm@igem.ru

**e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 25.03.2024 г.

Принята к публикации 08.04.2024 г.

В Центральной Монголии широко распространены бимодальные базальт–трахит–щелочно-риолитовые ассоциации с участием щелочных гранитов. Их выходы связаны с небольшими субширотными грабенами, рассредоточенными по южному и западному обрамлению Хэнтэйской части Монголо-Охотского пояса. Согласно геохронологическим исследованиям, формирование бимодальных ассоциаций произошло в конце триаса–начале юры (220–195 млн лет). Породы бимодальных ассоциаций обладают повышенной щелочностью и редкометальностью. Их формирование происходило при ведущей роли процессов фракционирования, обеспечивших накопление редких элементов до рудных концентраций в наиболее дифференцированных расплавах. Исходными для пород этих ассоциаций служили базитовые магмы, обогащенные относительно ОИВ большинством несовместимых элементов. При этом они обладали повышенным содержанием Ва и пониженными Та и Nb, что указывает на участие в их образовании литосферного компонента. Изотопный состав Nd и Sr в породах отвечает участию в магмообразовании по меньшей мере двух источников, которые в соответствии с геохимическими данными определяются как обогащенная астеносферная мантия и метасоматически измененная литосферная мантия. Бимодальный магматизм проявился в Хэнтэйском сегменте Монголо-Охотского пояса спустя ~30 млн лет после завершения коллизионных процессов, зафиксированных временем закрытия Ада-Цагской ветви Монголо-Охотского океана около 250 млн лет. Рифтогенез, контролировавший этот магматизм, протекал по всему обрамлению Хэнтэйской части пояса. Он связывается с коллапсом орогена, сопровождавшимся, по-видимому, деламацией его кия, что обеспечило активное участие астеносферной мантии в поздне триасовом–раннеюрском магматизме региона.

Ключевые слова: Монголо-Охотский пояс, бимодальный магматизм, редкометальные кислые породы, аккреция, постаппрецизионный магматизм

DOI: 10.31857/S0869590324060037 **EDN:** ACL0DS

ВВЕДЕНИЕ

История становления Монголо-Охотского пояса (МОП) остается одной из наиболее дискуссионной для геологии Восточной Азии. Вопросы о том, где проходят его границы, как и когда он формировался, какие геологические индикаторы

засвидетельствовали его закрытие, какие структуры следует относить к нему и многое другое активно обсуждаются в геологической литературе (Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 1999, 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Руженцев, Некрасов, 2009; Донская и др., 2012; Donskaya et al., 2013; Диденко и др., 2013; Van der Voo et al., 2015; Guo et al., 2017; Sorokin et

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

al., 2020; Гордиенко и др., 2019; Гордиенко, 2021; Arzhannikova et al., 2022). В значительной степени это связано с нечетким определением внутренних границ пояса и/или с отсутствием строгих геологических данных о времени закрытия той или иной его части.

Сегодня уверенно можно говорить о северной границе пояса, сопоставляемой с Монголо-Охотской сутурой и ее продолжением вдоль северных ограничений Хангайского и Хэнтэйского прогибов. Эта граница отделяет докембрийские и палеозойские аккреционные комплексы складчатого обрамления Сибирского палеоконтинента от сложной мозаики структур разного возраста и строения, относимой к МОП. Южная граница пояса остается менее определенной. Это, в частности, стало причиной того, что ранее предложенная модель ножницепоподобного закрытия бассейна (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999, 2003) в настоящее время сменилась представлениями о «клавишном» закрытии Монголо-Охотского океана (Диденко и др., 2010, 2013; Arzhannikova et al., 2022), предусматривающими неоднородное строение южной части МОП. Согласно с этими представлениями, океан закрывался в результате разделенных во времени столкновений отдельных блоков литосферы (террейнов) с окраиной Сибирского палеоконтинента. Так, после закрытия в позднем карбоне Хангайского сегмента океана его западная оконечность сместилась в Хэнтэйский сегмент, а в триасе в Агинский сегмент МОП (рис. 1). В поддержку этих представлений в настоящей работе приведены данные по поздне триасовым–раннеюрским бимодальным базальт–трахит–щелочно-риолитовым ассоциациям Центральной Монголии, которые возникли по разные стороны сутурной зоны Хэнтэйской части МОП, засвидетельствовав тем самым, что к триасу закрытие этого сегмента палеоокеана завершилось. Более того, являясь индикаторными для внутриплитных геологических обстановок, эти ассоциации позволяют оценить геодинамические механизмы, действовавшие в Хэнтэйском сегменте МОП в раннем мезозое и определившие специфику его магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Район исследований охватывает значительную часть территории Центральной Монголии, расположенной к северу от Главного Монгольского линейного элемента в пределах раннепалеозойской (каледонской) складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 2). Строение каледонид определяют докембрийские микроконтиненты, складчатые структуры раннепалеозойских островных дуг и окраинных морей, а также наложенные на них средне- и позднепалеозойские комплексы вулканических и осадочных пород (Геология ...,

1973; Тектоника ..., 1974; Dergunov et al., 2001). В Центральной и Восточной Монголии, а также в Забайкалье каледониды Центрально-Азиатского складчатого пояса разделены палеозойскими-мезозойскими структурами, сформировавшимися при закрытии Монголо-Охотского океана. Сочетание этих разновозрастных структур определило строение рассматриваемой территории. В ее пределах выделяются Хангай-Хэнтэйский прогиб, отвечающий западной оконечности МОП, и обрамляющие его с юга структуры Средне-Гобийского блока Центрально-Монгольской зоны ранних каледонид (Геология ..., 1973; Тектоника ..., 1974).

Средне-Гобийский блок характеризуется широким развитием мощного карбонатного чехла раннего неопротерозоя (Геология ..., 1973). Северная часть блока погребена под образованиями Северо-Гобийской впадины, выполненной пермскими вулканитами и пермо-триасовыми терригенными отложениями. По мнению (Tomurtoogoo et al., 2005; Zhao et al., 2017), вулканические поля впадины, определяемые так же, как Северо-Гобийский вулканический пояс, были связаны с субдукцией литосферы Монголо-Охотского океана в южном направлении. Согласно со схемой (Badarch et al., 2002), основанием для впадины служили породы террейна Эреэндаба, представленные гнейсами, амфиболитами и сланцами, которые образовались в раннем–среднем палеозое (около 512–419 млн лет

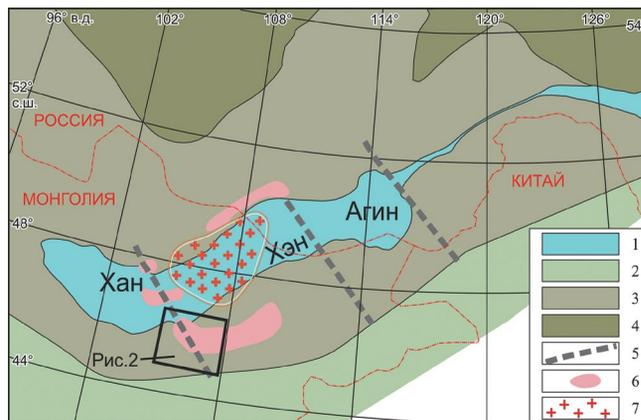


Рис. 1. Схема сегментированного строения Монголо-Охотского пояса в структурах южного обрамления Сибирского кратона.

1–4 – складчатые пояса: 1 – Монголо-Охотский, 2 – средне-позднепалеозойские структуры (герциниды), 3 – поздненеопротерозойские–раннепалеозойские структуры (каледониды), 4 – Сибирский кратон; 5 – границы сегментов Монголо-Охотского пояса (Хан – Хангайский, Хэн – Хэнтэйский, Агин – Агинский); 6, 7 – районы проявления поздне триасового–раннеюрского магматизма в Хэнтэйском сегменте Монголо-Охотского пояса: 6 – области распространения бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов, 7 – гранитоиды Хэнтэйского батолита.

назад) в результате эволюции Керуленской островной дуги (Miao et al., 2020; Narantsetseg et al., 2019).

Хангай-Хэнтейская система прогибов сложена в основном силурийско-каменноугольными морскими комплексами, несогласно перекрытыми триасовыми континентальными отложениями (Моссаковский, Томуртогоо, 1976; Vadarch et al., 2002; Bussien et al., 2011). По данным (Гордиенко, 2021), эти прогибы сформировались на месте системы окраинных морей и ограничивавших их островных дуг (Северо-Хангайской, Северо-Хэнтэйской, Северо-Агинской и др.) Монголо-Охотского океана. Во внутренних частях окраинных морей в девоне и раннем карбоне формировались толеитовые базальты, дайки диабазов и габбро-диабазов, а также яшмы, кремнисто-граувакковые (турбидитовые) и карбонатные отложения. В пределах островных дуг наряду с островодужным проявился также рифтогенный магматизм (Sorokin et al., 2015; Гордиенко и др., 2019; Ruppen et al., 2014).

Закрытие Хангай-Хэнтейской части Монголо-Охотского океана прослеживается начиная с раннего карбона и протекало поэтапно. К началу перми закрылся ее Хангайский сегмент (Тектоника ..., 1974), закрытие Хэнтейского сегмента палеоокеана завершилось к поздней перми, в том числе на самом молодом Ада-Цагском его участке, о чем свидетельствуют позднепермские-раннетриасовые (<252 млн лет) терригенные породы, перекрывшие с несогласием позднекарбонные (<320 млн лет; Zhu et al., 2023; Tomurtoogo et al., 2005, Моссаковский, Томуртогоо, 1976) офиолиты Ада-Цагской зоны. Закрытие Хэнтейского сегмента палеоокеана протекало на фоне субдукции его ложа под Средне-Гобийский блок и сопровождалось образованием в краевой части последнего пермского Северо-Гобийского вулканоплутонического пояса (Tomurtoogo et al., 2005).

После закрытия Хэнтейской части МОП в ее пределах в позднем триасе возник Хэнтейский зональный магматический ареал (Коваленко и др., 2003), структуру которого определяют центральный Хэнтейский батолит и окружающий его пояс небольших массивов гранитоидов и вулканических полей (рис. 1). Некоторые авторы связывают этот магматизм с субдукцией со стороны Ада-Цагской части Монголо-Охотского океана в северном направлении (Donskaya et al., 2013; Wang et al., 2017). Однако проявления этого магматизма отмечаются как к северу, так и к югу от Ада-Цагской сuture, сшивая борта закрывшегося к триасу океанического бассейна. Среди продуктов этого магматизма отмечаются щелочно-гранитоидные и бимодальные магматические комплексы, нетипичные для зон конвергенции, что заставляет искать иные объяснения его природы.

БИМОДАЛЬНЫЕ БАЗАЛЬТ-ЩЕЛОЧНО-РИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Бимодальные базальт-щелочно-риолитовые вулканические комплексы в Центральной Монголии локализуются в небольших грабенах субширотного простирания. В их строении участвуют щелочно-салические породы (трахиты, щелочные трахидациты, щелочные риолиты), представляющие реликты отдельных вулканов, а также основные породы субщелочной серии, связанные с трещинными излияниями. Распределение вулканических полей в пределах рассматриваемой территории контролируется разломами северо-восточного простирания, согласующимися со структурным планом складчатой области (рис. 2). Поля этих пород отмечаются как к северу от Ада-Цагской сuture в зоне развития структур, относимых к Хэнтейскому прогибу, так и к югу от него в поле развития пород Средне-Гобийского блока. Ниже приведена краткая характеристика наиболее крупных проявлений бимодального магматизма в Центральной Монголии.

Вулканический комплекс Сант

Этот вулканический комплекс расположен в 14 км к юго-востоку от поселка Сант (рис. 2). Комплекс приурочен к грабену субширотного простирания и представлен ассоциацией вулканических пород и небольших массивов щелочных гранитов на площади 27×12 км (Ярмолук, Коваленко, 1991) (рис. 3). Основанием для вулканических пород комплекса служат морские терригенные толщи карбона и перми Хэнтейского прогиба, на которых вулканы залегают с резким структурным несогласием. В строении комплекса участвуют базальты, трахидациты, щелочные риолиты, их туфы и игнимбриты. Базальты имеют ограниченное распространение, тяготея к нижним горизонтам вулканического разреза. Трахиты распространены в центральной и южной частях вулканического поля и представлены массивными или плитчатыми порфиридовидными темно-серыми породами с вкрапленниками щелочного полевого шпата. В центральной части вулканического поля они положо перекрываются лавами кислого состава. Последние представлены мощными лавовыми потоками и куполами, сложенными массивными, флюидальными или плитчатыми щелочными риолитами, наиболее раскристаллизованные разновидности которых схожи со щелочными гранит-порфирами. Помимо лав в строении этой части разреза отмечаются также лавобрекчии, игнимбриты и туфы. Северная часть вулканического массива осложнена мульдой, выполненной в нижней части игнимбритами и спекшимися туфами трахириолитов, а в верхней части — туфопесчаниками

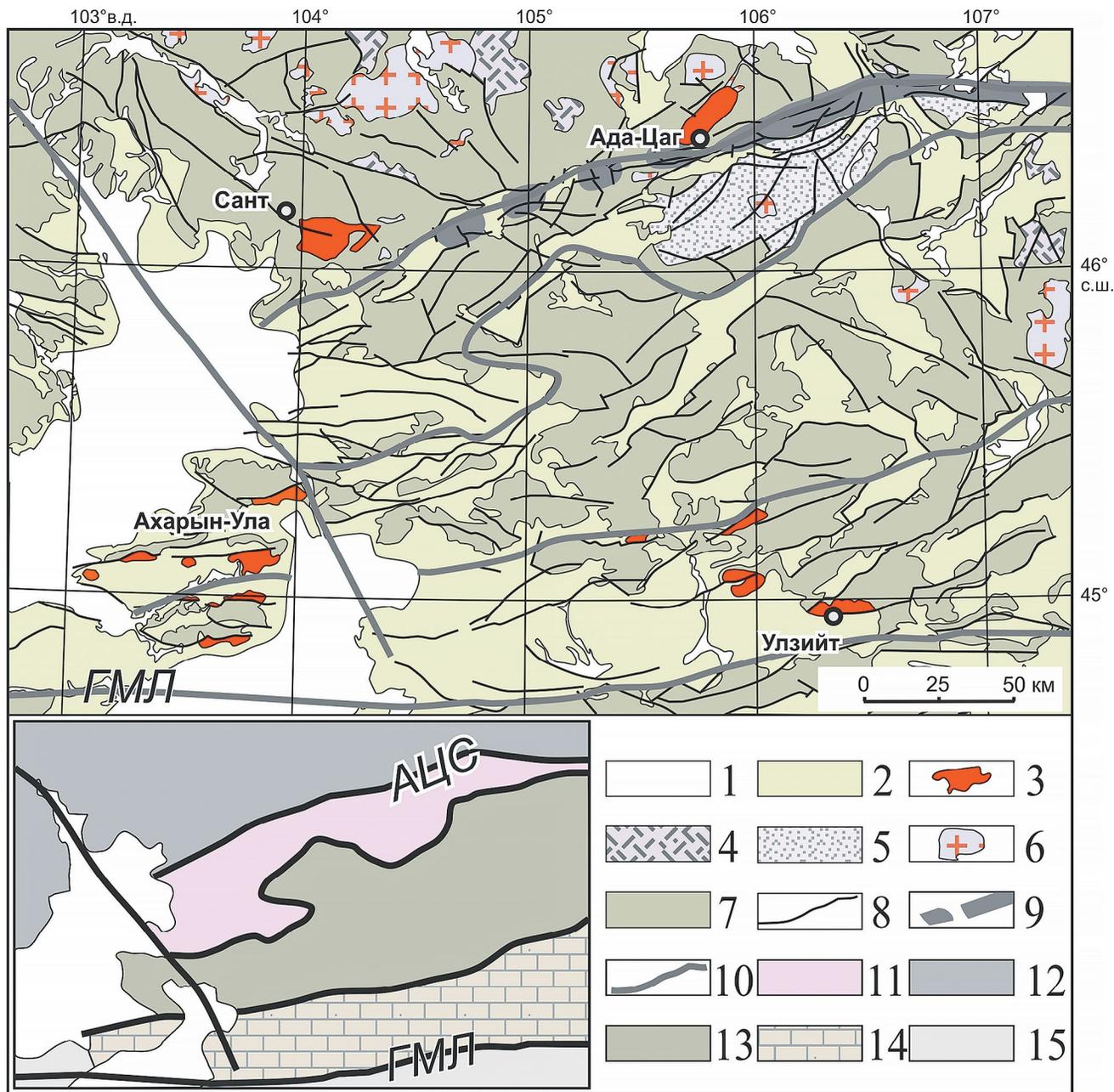


Рис. 2. Схема распределения бимодальных магматических комплексов Центральной Монголии. Составлена с использованием геологических карт, масштаб 1:500000.

1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые образования; 3 – бимодальные магматические комплексы; 4, 5 – триасовые образования: 4 – вулканические, 5 – осадочные; 6 – гранитоиды раннего мезозоя; 7 – домезозойское основание; 8 – разломы; 9 – Ада-Цагская сутурная зона и ее структурное продолжение; 10 – границы структурных зон. На врезке отражена схема тектонического районирования территории: 11 – Северо-Гобийская впадина; 12 – структуры Хангай-Хэнтейского прогиба; 13 – Северо-Гобийский пермский вулканический пояс; 14 – выступ докембрийского основания Средне-Гобийского блока; 15 – герциниды Южной Монголии. ГМЛ – Главный Монгольский линеамент, АЦС – Ада-Цагская сутурная зона.

и туфоконгломератами с обломками риолитов. Общая мощность вулканического разреза превышает 2400 м.

В целом характер развитых в строении вулканического комплекса пород позволяет связать его

со слабо деформированным крупным вулканом центрального типа. Корневую зону этого вулкана представляют штокообразные тела щелочных гранитоидов, а также многочисленные дайки щелочных гранит-порфиров и щелочных риолитов,

которые наблюдаются в восточном обрамлении поля вулканитов. Возраст пород этой ассоциации оценен по циркону U-Pb методом (ID-TIMS) и составил 206 ± 1 млн лет (Ярмолук и др., 2017).

Вулканический район Улзийт

Первые сведения о строении вулканического района были приведены в (Ярмолук, Коваленко, 1991). Район расположен вблизи поселка Улзийт в пределах выступа докембрийского основания Средне-Гобийского блока, сложенного здесь терригенно-карбонатными комплексами раннего

неопротерозоя и перекрывающими их вулканогенно-терригенными толщами среднего и позднего палеозоя. Строение мезозойских вулканических комплексов здесь определяют отдельные поля вулканитов, приуроченные к небольшим грабенам северо-восточной и субширотной ориентировки. Вулканические толщи характеризуются сложной фациальной структурой с контрастным сочетанием основных и кислых пород. В строении лавовых полей кислые породы образуют крупные скопления экструзивных и субвулканических тел, что позволяет связать участки их выходов с отдельными центральными вулканами. В пределах вулканического

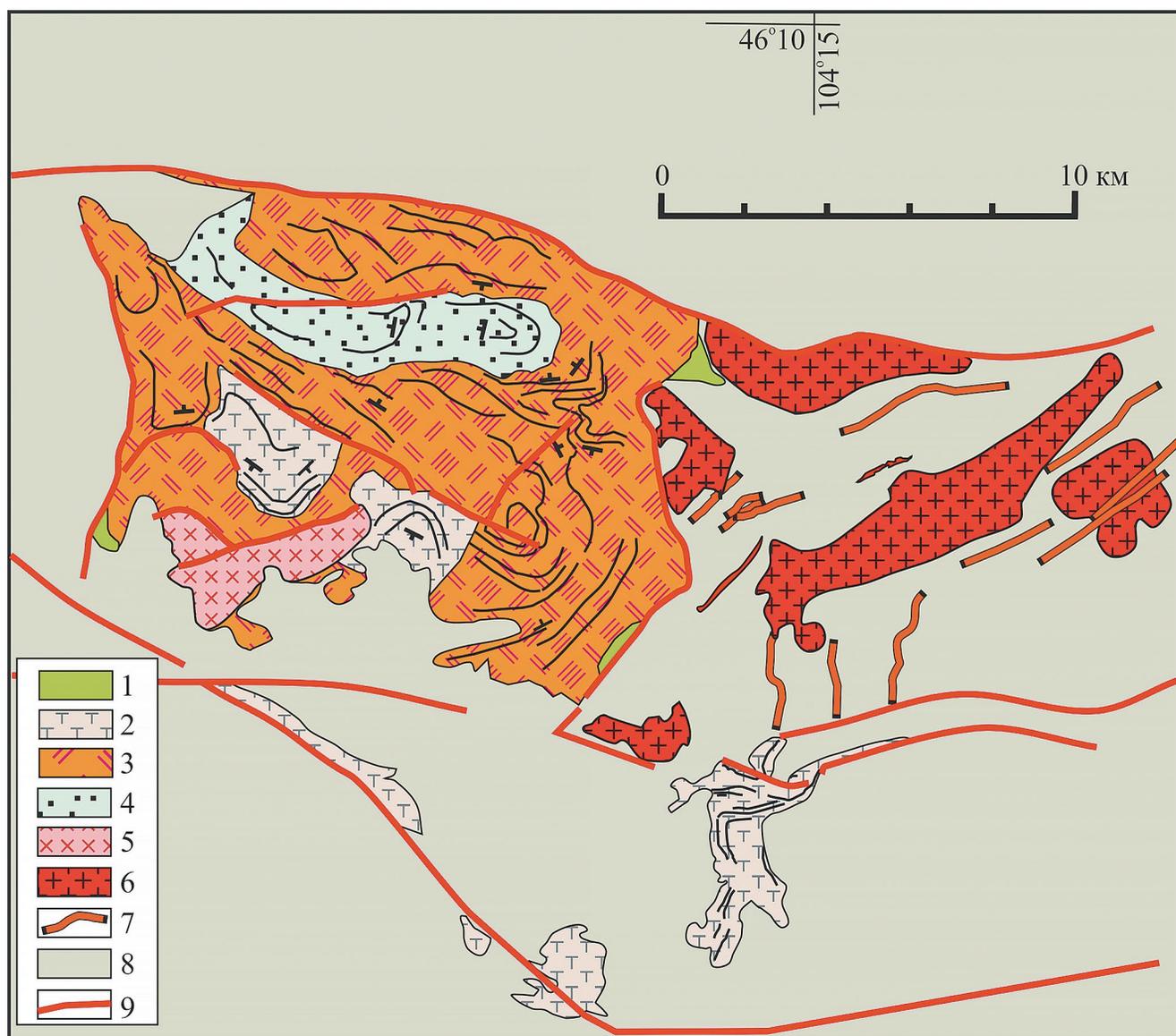


Рис. 3. Схема строения бимодального комплекса Сант.

1–7 – породы бимодальной ассоциации: 1 – базальты, 2 – трахидациты и трахиты, 3 – щелочные риолиты и их игнимбриты, 4 – туфы трахириолитов, туфопесчаники, конгломераты, 5 – щелочные гранит-порфиры, 6 – щелочные граниты, 7 – дайки щелочных микрогранитов; 8 – домезозойский фундамент; 9 – разломы.

района выделяются три палеовулкана: Дзарта-Худукский, Тахилга-Ульский и Улзийтский (рис. 4).

Дзарта-Худукский палеовулкан является наиболее крупным в районе (Ярмолюк, Коваленко, 1991). Его породы распространены на площади 16×14 км, а общая мощность вулканического разреза превышает 500 м. В строении палеовулкана участвуют полого залегающие потоки темно-синих флюидалных и массивных щелочных риолитов с вкрапленниками кварца, щелочного полевого шпата и щелочного амфибола, голубовато-серые флюидалные афировые щелочные риолиты, темно-серые щелочные трахидацинты (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Андреева, Коваленко, 2011). В породах обычен флюорит в виде прожилков и мелких линзочек.

Тахилга-Ульский палеовулкан выделяется к востоку от поселка Улзийт в виде горного массива Тахилга-Ула. Его площадь составляет 6×8 км. В низах наблюдаемого разреза этого вулкана отмечаются туфы, вулканические брекчии и бомбы кислых пород. Их выходы перекрыты лавами афировых бурых и голубовато-серых стекловатых щелочных риолитов и трахидацинтов общей мощностью более 400 м, которые слагают основной объем горного массива Тахилга-Ула. По его обрамлению кислые лавы перекрываются потоками миндалекаменных пироксен-плагиоклазовых базальтов, общая мощность которых составляет более 250 м.

Улзийтский палеовулкан реконструируется по выходам вулканических пород, сохранившихся по периферии массива щелочных гранитов и граносиенитов, предположительно являвшегося питающей камерой вулкана. Размер массива составляет около 3.5×3.2 км, от него во вмещающие толщи прослеживаются дайки в разной степени раскристаллизованных кислых щелочных пород (щелочных

граносиенит-порфиров, щелочных риолитов и трахириолитов), реже долеритов. Эти дайки сопоставляются с выводящими каналами вулкана. Лавовую его часть представляют тела щелочных риолитов, которые подстилаются местами с переслаиванием лавами основного состава. Общая площадь палеовулкана оценивается более чем 50 км^2 .

Возраст пород Улзийтского вулканического района оценен U-Pb методом по циркону из щелочных гранитов и риолитов в 213–207 млн лет (SHRIMP, Zhu et al., 2016) и в 211 ± 1 млн лет (ID-TIMS), а также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по щелочному амфиболу в 217–209 млн лет (Ярмолюк и др., 2017), что соответствует позднему триасу.

Вулканический район гор Ахарын-Ула

Этот район охватывает территорию площадью более 3000 км^2 на западном борту р. Онгийн-гол (рис. 5). На геологических картах его вулканические поля были отнесены к раннему мелу (Карта ..., 1979; Карта ..., 1989; Монгол улсын ..., 2010), однако, как показали геохронологические исследования, вулканизм здесь протекал в позднем триасе (Yarmolyuk et al., 2023).

Вулканические поля района сопряжены с серией субширотных грабенов, вложенных в структуры докембрийского метаморфизованного карбонатно-терригенного чехла Средне-Гобийского блока и перекрывающих его позднепалеозойских образований. Вулканические толщи представлены породами бимодальной базальт–трахит–щелочно-риолитовой ассоциацией. Наиболее крупный грабен выделяется в центральной части района, где он прослеживается между горными грядами Ахарын-Ула и Дулан-Ула (рис. 5). Грабен выполнен мощной (>1200 м) толщей согласно пластующихся

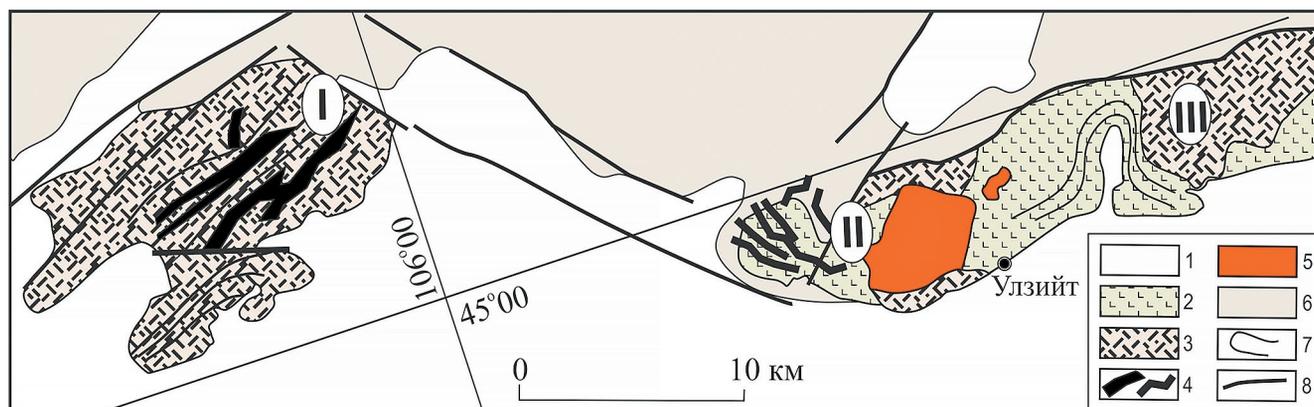


Рис. 4. Схема строения бимодальных вулканических комплексов района пос. Улзийт (Ярмолюк, Коваленко, 1991). 1 – рыхлые отложения; 2–5 – породы бимодальных ассоциаций: 2 – базальты, 3 – щелочные риолиты, 4 – субвулканические тела щелочных риолитов и гранит-порфиров, 5 – щелочные граносиениты и граниты; 6 – домезозойское основание; 7 – границы лавовых потоков; 8 – разломы. Римскими цифрами обозначены палеовулканы: I – Дзарта-Худукский, II – Улзийтский, III – Тахилга-Ульский.

вулканических потоков, полого ($\sim 15^\circ$) погружающейся к его оси. Нижние горизонты разреза (до 100 м) сложены гиаокластитами и более редкими шаровыми лавами базальтов, указывающими на внутриозерный характер излияний. Средние уровни разреза (~ 700 м) представлены многочисленными маломощными потоками базальтов. Кислые породы появляются в верхней трети разреза, где они образуют пакеты пластообразных тел трахидацитов и щелочных риолитов, разделенных потоками базальтов. Верхняя наблюдаемая часть разреза сложена базальтами, которые с несогласием перекрыты меловыми отложениями.

В пределах вулканического района выделяется еще ряд более мелких грабенов, которые прослеживаются параллельно центральному грабену. Они выполнены теми же породами, но с более высокой, в том числе преобладающей долей щелочно-салических пород. Геохронологические исследования разных по составу пород из разных грабенов показали, что их формирование проходило около 215 млн лет (Yarmolyuk et al., 2023).

Вулканический комплекс Ада-Цаг

Вулканический комплекс Ада-Цаг (рис. 6) сопряжен с грабеном, вытянутым в северо-восточном направлении на 30 км при ширине до 10 км (Ярмолук, Коваленко, 1991). Он расположен к северу от Ада-Цагской сутуры и прослеживается в поле выходов позднекарбонных–раннепермских континентальных вулканических и пермских прибрежно-морских терригенных толщ, с которыми граничит по сбросу. С юго-востока породы комплекса также по разлому граничат с юрскими отложениями.

Строение комплекса определяет полого залегающая стратифицированная серия вулканических пород, имеющая мощность более 1000 м. В нижней ее части преобладают лавы флюидальных трахириолитов, которые вверх по разрезу надстраиваются пакетом потоков серых трахиандезитов и трахитов, содержащих вкрапленники щелочного полевого шпата. Верхняя часть разреза сложена мощными телами экструзивного типа щелочных риолитов и разделяющими их горизонтами спекшихся туфов и игнимбритов. Характерной чертой этих пород

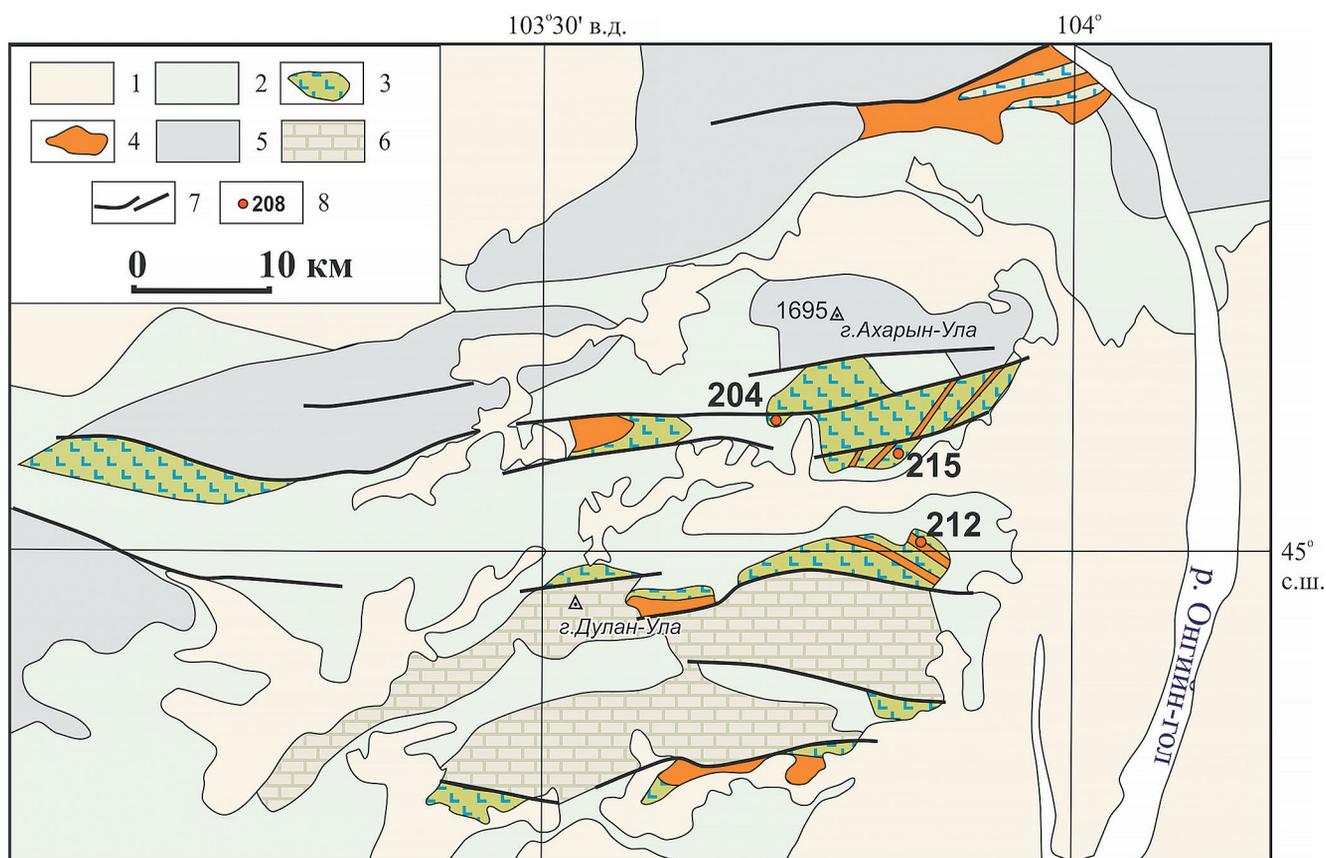


Рис. 5. Схема строения бимодальных вулканических комплексов района гор Ахарын-Ула.

1, 2 – рыхлые отложения: 1 – кайнозой, 2 – меловые; 3, 4 – породы бимодальных ассоциаций: 3 – базальты, 4 – трахиты, трахидациты, щелочные риолиты; 5 – породы палеозойского фундамента; 6 – докембрийский карбонатный чехол; 7 – разломы; 8 – места отбора и возраст геохронологических проб.

являются вкрапленники прозрачного темного кварца. Возраст пород комплекса, как будет показано ниже, оценен в 195 ± 2 млн лет.

Таким образом, в Центральной Монголии в пределах территории, отвечающей западной оконечности МОП, достаточно широко проявился поздне триасовый—раннеюрский бимодальный (базальт—трахидацит—щелочно-риолитовый) и сопряженный с ним щелочно-гранитоидный магматизм, сформировавший ряд пространственно разобщенных вулканоплутонических ассоциаций. Его спецификой стало одновременное участие в магматизме основных и щелочно-салических магм, приведшее к совместному нахождению их продуктов в общих вулканических разрезах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы бимодальных ассоциаций изучались петрохимическими, геохимическими, изотопно-геохимическими и геохронологическими методами. Определение валового химического состава пород

выполнено в ЦКП ИГЕМ РАН методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла <3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.1 мас. % и до 35 отн. % ниже 0.1 мас. %. Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2 и JA-1.

Микроэлементный анализ пород проводился в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PQ II (VG Elemental, Великобритания). Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, JA-1, AGV-1 и др. Относительная погрешность определения элементов не превысила 10%.

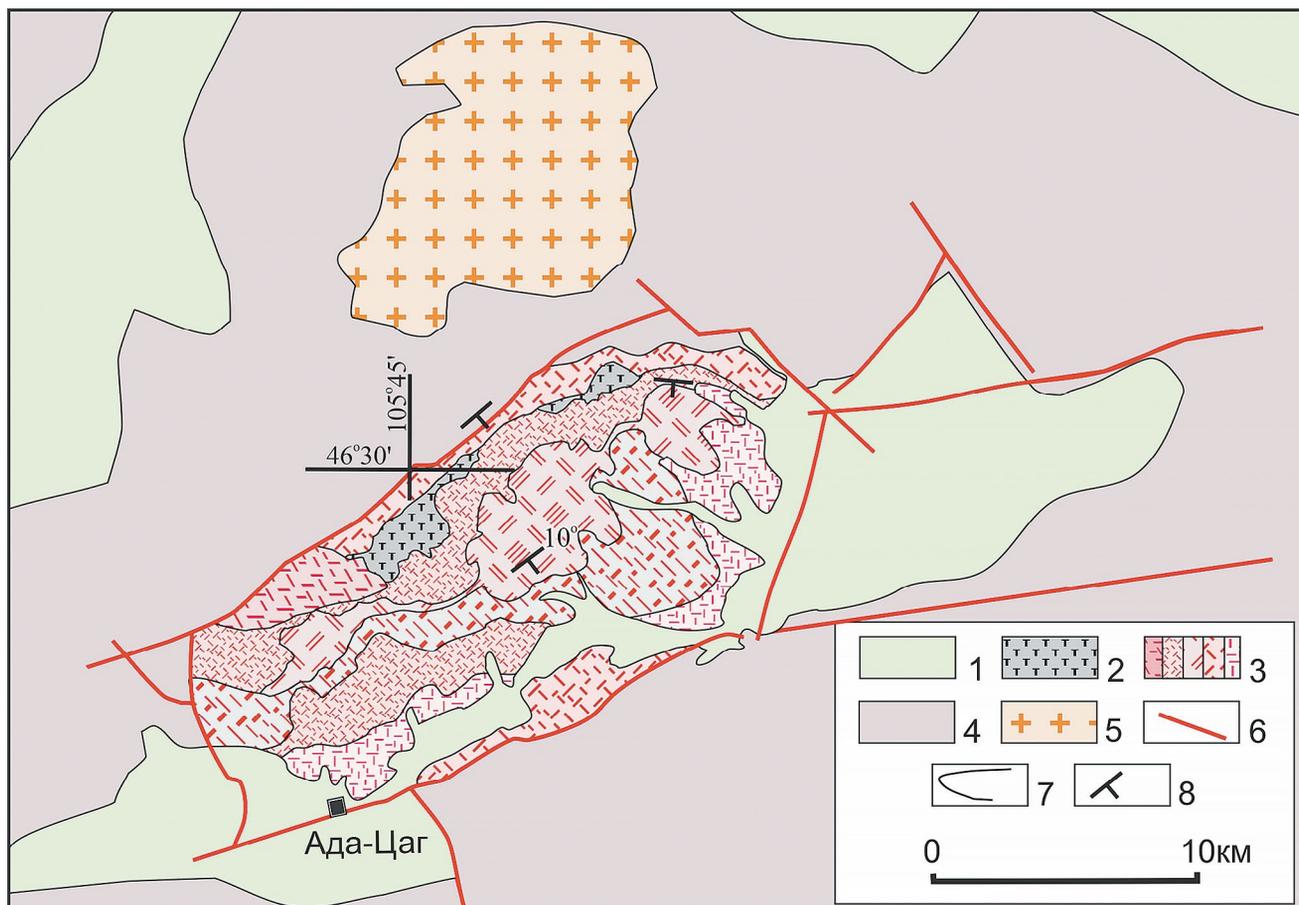


Рис. 6. Схема строения вулканического комплекса Ада-Цаг.

1 – мезо-кайнозойские рыхлые отложения; 2 – трахиандезиты и трахиты; 3 – отдельные потоки трахириолитов и комендитов; 4 – породы палеозойского фундамента; 5 – раннемезозойские лейкограниты; 6 – разломы; 7 – границы потоков; 8 – направление падения толщи.

Определение изотопного состава Nd и Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton в изотопной лаборатории ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ проводилось методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): $[\text{Sr}] = 336.7$ мкг/г, $[\text{Rb}] = 47.46$ мкг/г, $[\text{Sm}] = 6.47$ мкг/г, $[\text{Nd}] = 28.13$ мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ , 10 измерений), а в стандарте JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512098 \pm 8$ (2σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd – по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ (Tanaka et al., 2000). Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$.

Геохронологические U-Pb исследования циркона были выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck, 1995) и Темога (Black et al., 2003) в оксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались $\sim 100 \text{ \AA}$ слоем 99.999% золота. Внутренняя структура цирконов изучалась оптически и в режиме катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2005, 2008), используя константы распада, предложенные в (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиоогенный свинец вводилась с использованием измеренного $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по модели (Stacey, Kramers, 1975).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ АДА-ЦАГ

Для определения возраста вулканической серии Ада-Цаг из щелочных риолитов (обр. СГ-6/6) был выделен аксессуарный циркон. Эти риолиты состоят из вкрапленников кварца и пертитового щелочного полевого шпата, слагающих около 40%

породы, заключенных в мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с тонкой примесью щелочного амфибола, придающего породе голубой оттенок. Циркон представлен преимущественно короткопризматическими зернами или обломками зерен с осциляторной зональностью (рис. 7). Единичные зерна имеют длиннопризматический габитус.

U-Pb SIMS исследования были выполнены для 20 зерен циркона с отчетливой внутренней структурой. Четыре анализа циркона показали высокое содержание обыкновенного свинца 1.4–12% и были исключены из расчета. U-Pb изотопные определения для 12 зерен образуют однородный кластер, позволяющий рассчитать конкордантный возраст 195 ± 2 млн лет (СКВО = 0.033, табл. 1, рис. 7), который рассматривается как время щелочно-риолитового вулканизма в районе Ада-Цаг.

Анализы трех зерен (точки анализа 11.1, 2.1, 8.1 в табл. 1, рис. 7) располагаются на конкордии и отвечают возрасту 291 ± 6 млн лет (СКВО 0.97); одно зерно с зональным строением имеет возраст внутренней зоны 467 ± 9 млн лет (точка анализа 9.1 в табл. 1). В целом эти четыре зерна могут рассматриваться как ксеногенные, захваченные из пермских пород Северо-Гобийского надсубдукционного магматического пояса и ордовикских пород Керуленской островной дуги.

СОСТАВ ПОРОД БИМОДАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Петрографическая характеристика

Рассматриваемые вулкано-плутонические ассоциации обладают большим сходством состава участвующих в их строении пород, что позволяет дать им общую петрографическую характеристику. Преобладающие в строении этих ассоциаций группы представлены трахибазальтами–трахиандезибазальтами, трахириодацитами, трахириолитами и щелочными риолитами (комендитами, пантеллритами), щелочными гранитоидами.

Трахибазальты и трахиандезибазальты – это массивные или миндалекаменные породы, обладающие темно-серой или буровато-серой окраской. Как правило, они афировые или порфиоровые, в качестве вкрапленников в них присутствуют моноклиновый пироксен, плагиоклаз, редко оливин, как правило, измененный. Основная масса тонкозернистая, состоящая из плагиоклаза, пироксена, измененного стекла и рудных минералов.

Трахиты, трахидациты и трахириодациты это буровато-серые и голубовато-серые массивные или флюидально-плитчатые породы, содержащие редкие вкрапленники плагиоклаза, щелочного (K-Na) полевого шпата. В щелочных трахириодацитах

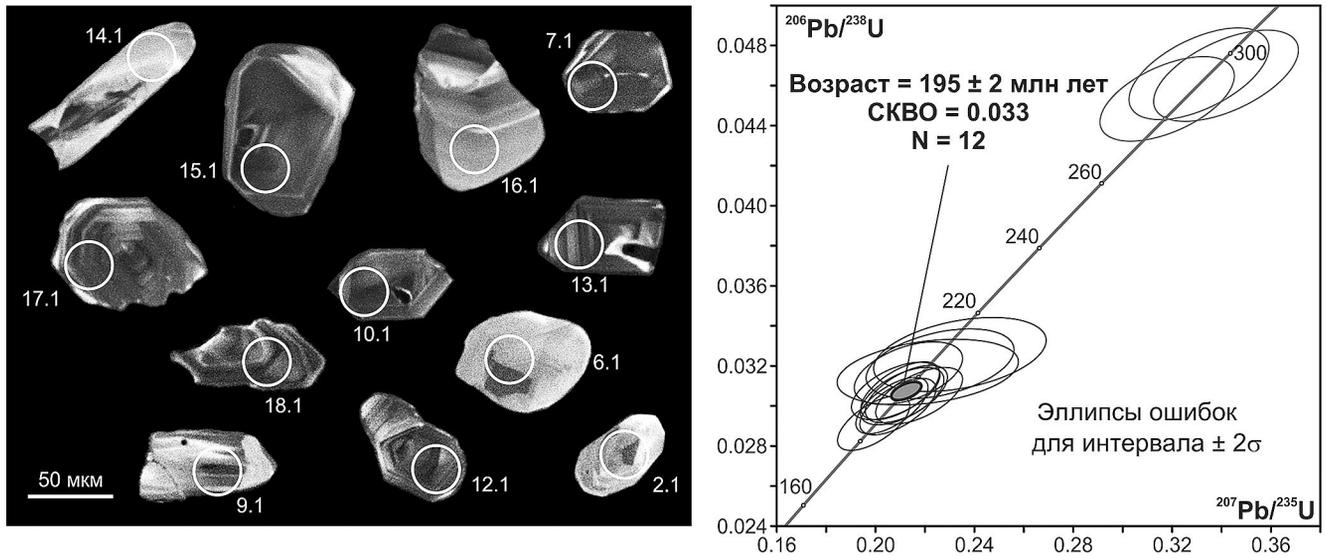


Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Samscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (кружками обозначены участки датирования), и диаграмма с конкордией для щелочных риолитов вулканического комплекса Ада-Цаг. Номера точек анализа соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

отмечается щелочной амфибол. Трахитоидная основная масса сложена микролитами калиево-натрового полевого шпата, кварца, амфибола, слюды. В числе аксессуарных минералов отмечаются титаномагнетит, циркон, флюорит.

Трахирриолиты – щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты) обладают массивным и/или флюидальным строением и характеризуются голубовато-серой, серой, синей или бурой окраской. Как правило, это порфировые породы, содержащие до 20% вкрапленников калиево-натрового полевого шпата, кварца и щелочного амфибола. Микрофельзитовая основная масса сложена микролитами К-На полевого шпата, кварца, щелочного амфибола, титаномагнетита и/или ильменита. Аксессуарные минералы: циркон, монацит, флюорит. В наиболее геохимически обогащенных щелочных риолитах среди аксессуарных минералов появляются также чевкинит и бастнезит (Андреева, Коваленко, 2011; Андреева и др., 2018, 2023).

Щелочные гранитоиды, участвующие в строении бимодальных вулcano-плутонических комплексов, представлены породами, варьирующими по степени зернистости от мелкозернистых порфиридных до равномернозернистых (средне- и крупнозернистых). Они сложены, главным образом, кварцем и щелочным полевым шпатом (пертитом), при подчиненном участии арфведсонита и эгирина. Аксессуарные минералы представлены цирконом, флюоритом и титаномагнетитом.

Петрогенные компоненты

Химический состав пород рассматриваемых комплексов приведен в Supplementary² 1, ESM_1 и отражен на графиках (рис. 8). По содержанию SiO₂ породы подразделяются на две преобладающие группы составов, что характерно для бимодальных ассоциаций. Породы основного состава (SiO₂ < 57 мас. %) отвечают полям трахибазальтов и трахиандезибазальтов, в группе кислых пород (SiO₂ > 63 мас. %) отмечаются непрерывные вариации составов от трахитов–трахидацитов до трахирриолитов–щелочных риолитов. По содержанию K₂O породы ассоциаций являются преимущественно высококалиевыми (рис. 8б), а по общему содержанию (Na₂O + K₂O) отвечают умеренно-щелочной и щелочной петрохимическим сериям (рис. 8а).

Основные породы этих ассоциаций обладают повышенным содержанием TiO₂ (преимущественно > 1.8 мас. %; рис. 8в). Кислые породы характеризуются повышенной щелочностью (Na₂O + K₂O до 11 мас. %) и пониженным содержанием Al₂O₃ (15–9 мас. %), в связи с чем значительная часть составов характеризуется коэффициентом апаитности K_a > 1. По соотношениям Al₂O₃ и суммарного железа (MacDonald, 1974) среди щелочных риолитов различаются комендиты и пантеллериты. В целом близкие по составу породы из разных вулcano-плутонических комплексов обладают сопоставимыми содержаниями петрогенных оксидов и сходными трендами их вариаций.

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования (SHRIMP-II) циркона из щелочных риолитов вулканической серии Ада-Цаг (обр. СГ-6/6)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	err. corr.
10.1	0.00	651	801	1.27	16.4	185.8 ± 3.4	34.21	1.9	0.0494	2.3	0.1992	3.0	0.02923	1.9	0.635
20.1	0.00	450	329	0.75	11.6	190.9 ± 3.5	33.28	1.9	0.0504	2.3	0.2089	3.0	0.03005	1.9	0.627
12.1	0.00	491	433	0.91	12.7	191.2 ± 3.5	33.23	1.9	0.0498	2.3	0.2065	2.9	0.03010	1.9	0.638
17.1	0.00	337	296	0.91	8.85	194.1 ± 3.7	32.71	1.9	0.0500	2.7	0.2106	3.3	0.03057	1.9	0.576
13.1	0.00	351	273	0.80	9.23	194.2 ± 3.7	32.7	1.9	0.0516	2.7	0.2175	3.3	0.03058	1.9	0.585
7.1	0.00	378	261	0.71	9.96	194.8 ± 3.7	32.6	1.9	0.0502	2.6	0.2123	3.2	0.03067	1.9	0.593
15.1	0.00	319	231	0.75	8.45	195.7 ± 3.7	32.44	1.9	0.0489	2.9	0.2080	3.5	0.03083	1.9	0.558
4.1	0.00	438	224	0.53	11.6	195.7 ± 3.6	32.44	1.9	0.0494	2.4	0.2098	3.1	0.03083	1.9	0.616
1.1	0.19	327	246	0.78	8.93	201.2 ± 3.9	31.54	2.0	0.0488	3.7	0.2132	4.2	0.03171	2.0	0.467
6.1	0.39	130	69	0.55	3.56	201.5 ± 4.2	31.49	2.1	0.0505	6.4	0.2210	6.8	0.03176	2.1	0.314
16.1	0.00	105	60	0.59	2.91	204.2 ± 4.4	31.07	2.2	0.0509	4.9	0.2260	5.4	0.03218	2.2	0.405
14.1	0.00	75	28	0.39	2.10	207.1 ± 4.7	30.62	2.3	0.0520	5.6	0.2340	6.1	0.03265	2.3	0.380
11.1	0.21	354	153	0.45	13.8	286.0 ± 5.3	22.05	1.9	0.0508	2.9	0.3180	3.5	0.04536	1.9	0.543
2.1	0.00	199	103	0.54	7.94	293.1 ± 5.6	21.5	2.0	0.0533	2.9	0.3420	3.5	0.04652	2.0	0.563
8.1	0.00	195	70	0.37	7.80	293.7 ± 5.6	21.45	2.0	0.0514	2.9	0.3310	3.5	0.04662	2.0	0.560
9.1	0.21	141	137	1.00	9.13	466.7 ± 9.0	13.32	2.0	0.0560	3.2	0.5790	3.8	0.07510	2.0	0.530

Примечание. Ошибки для доверительного интервала 1σ ; $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно; ошибка калибровки стандарта (1σ) — 0.56%.

Рассеянные элементы

Сведения о содержании рассеянных элементов в породах бимодальных ассоциаций приведены в Supplementary 1, ESM_1 и в обобщенном виде представлены на спайдерграммах (рис. 9). На приведенных графиках сопоставление пород из разных комплексов проведено по трем группам составов, отвечающих основному ($\text{SiO}_2 < 57$ мас. %), умеренно-кислым ($63 \text{ мас. \%} < \text{SiO}_2 < 70$ мас. %) и кислым ($\text{SiO}_2 > 70$ мас. %) породам.

В основных породах с понижением Mg# от 0.6 до 0.2 уменьшаются содержания Sr и Ni (рис. 10), что указывает на важную роль фракционирования темноцветных минералов в изменении их состава. Для них типичны повышенное содержание Ba и пониженные – Nb, Ta и Ti, что является характерной особенностью надсубдукционных пород (рис. 9). Однако от базальтов конвергентных обстановок основные породы бимодальных ассоциаций отличаются существенно более высокими содержаниями литофильных элементов. По содержанию редкоземельных элементов (REE) они сближаются с внутриплитными базальтами океанических островов, отличаясь от последних менее фракционированным распределением REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 4-9$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n < 2.3$) при более высоких содержаниях средних и тяжелых редких земель.

Трахииты и трахидациты из разных бимодальных ассоциаций характеризуются близкими особенностями распределения редких элементов при различии в их содержаниях (рис. 9). По сравнению с трахибазальтами они обогащены большинством литофильных элементов. Исключение составляют Ba, Sr, P, Eu и Ti, пониженные содержания которых можно связать с фракционированием полевых шпатов, апатита и титаномagnetита. Распределение REE в этих породах отличается слабым обогащением легкими REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 5-8$), хорошо выраженной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.17-0.5$) и практически отсутствием фракционирования в области средних и тяжелых REE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n \sim 1.2-1.5$).

Щелочные риолиты по геохимическим характеристикам близки к трахитам и трахидацитам, но обладают более высокими содержаниями рассеянных элементов (рис. 9). Они обогащены высокозарядными (Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Y) и REE с преобладанием легких REE над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 4.5-8$). Накопление редких элементов в породах происходит на фоне углубления аномалии Eu.

Изменение последней ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.2-0.01$) свидетельствует о фракционировании полевых шпатов, что согласуется также с углублением минимумов в содержаниях Ba и Sr. REE слабо фракционированы в области средних и тяжелых элементов ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n \sim 1.2-1.5$).

На рис. 9 кислые магматические породы Улзийтского района дополнительно разделены на две ассоциации, различающиеся по степени обогащения несовместимыми элементами. Одна из них представлена породами палеовулкана Дзарта-Худук, другая – Тахилга-Ула и Улзийт. Если

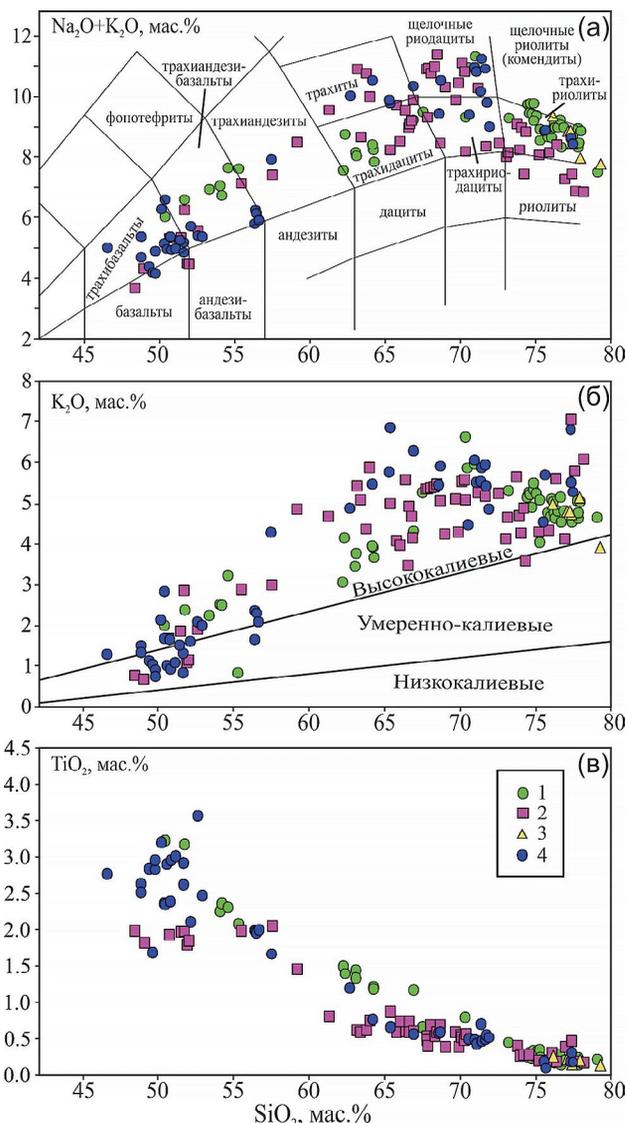


Рис. 8. Зависимость содержаний петрогенных оксидов от SiO_2 в породах бимодальных вулканических комплексов. Породы вулканических комплексов: 1 – Сант, 2 – Улзийт, 3 – Ада-Цаг, 4 – Ахарын.

²В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1 – Химический состав пород бимодальных ассоциаций Центральной Монголии; Supplementary 2, ESM_2 – Изотопный состав Sr и Nd в породах бимодальных ассоциаций Центральной Монголии.

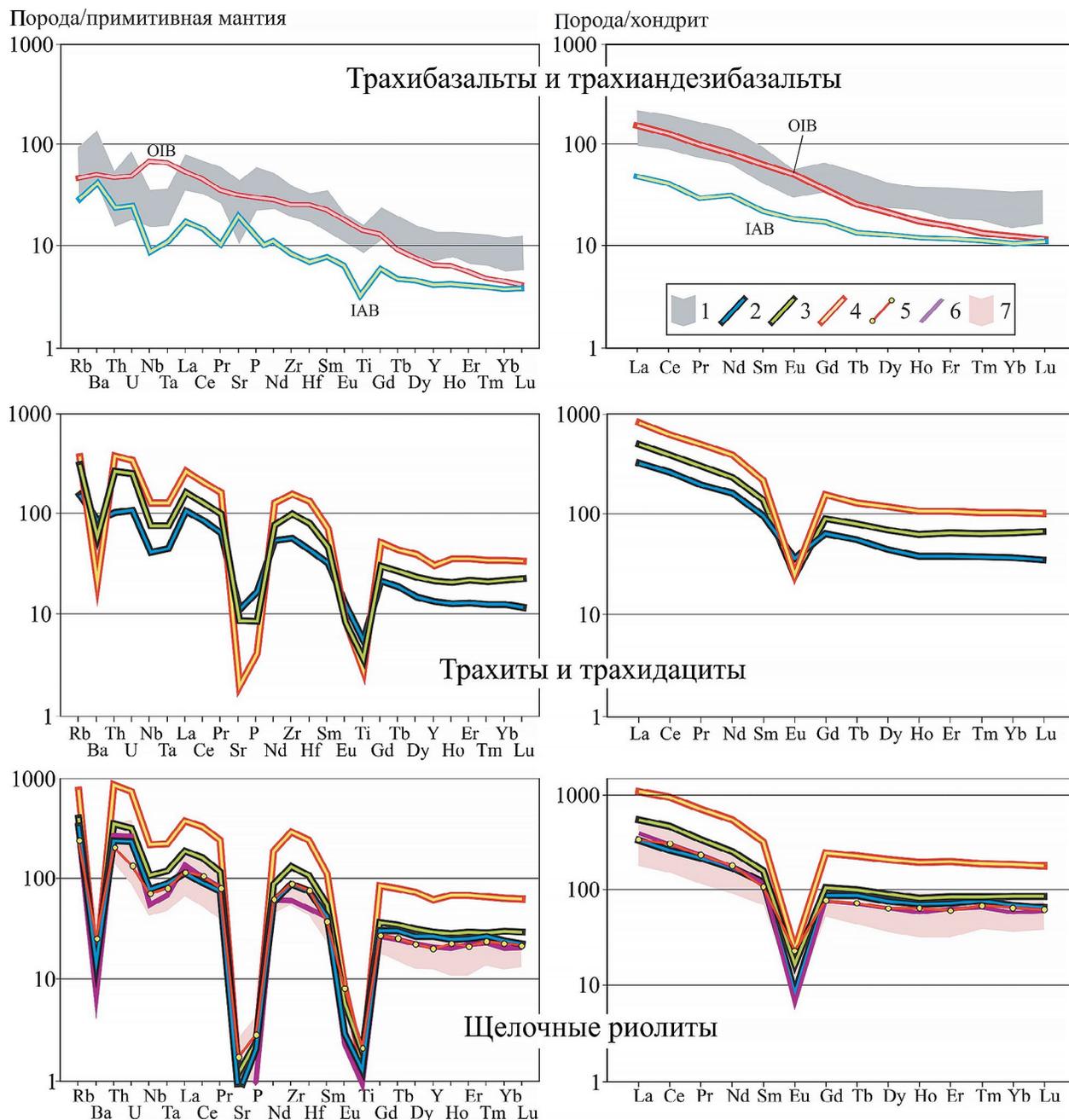


Рис. 9. Спектры распределения нормированных к составу примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний рассеянных элементов в породах бимодальных ассоциаций.

1 – поле составов базальтов; 2–6 – средние составы кислых пород вулканических комплексов: 2 – Сант, 3 – Ахарын, 4 – палеовулкана Дзарта-Худук, 5 – палеовулканов Тахилга-Ула и Улзийт, 6 – Ада-Цаг; 7 – поле составов щелочных гранитов вулcano-плутонического комплекса Улзийт по (Zhu et al., 2016). Спектры составов базальтов океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989) и островных дуг (IAB) по (Kelemen et al., 2003).

щелочные риолиты палеовулканов Тахилга-Ула и Улзийт по геохимическим характеристикам близки к таким же риолитам других вулканических комплексов, то породы вулкана Дзарта-Худук выделяются наибольшей обогащенностью литофильными элементами. Содержания высокозарядных и редкоземельных элементов в них приближаются

к рудным концентрациям (в г/т): Zr до 7000, Nb до 350, Ta до 25, La до 2700, Yb до 75.

Щелочные граниты, участвующие в строении вулcano-плутонических ассоциаций, по составу полностью соответствуют щелочным риолитам: $((La/Yb)_n \sim 5-11, (Gd/Yb)_n \sim 0.9-1.5, Eu/Eu^* \sim$

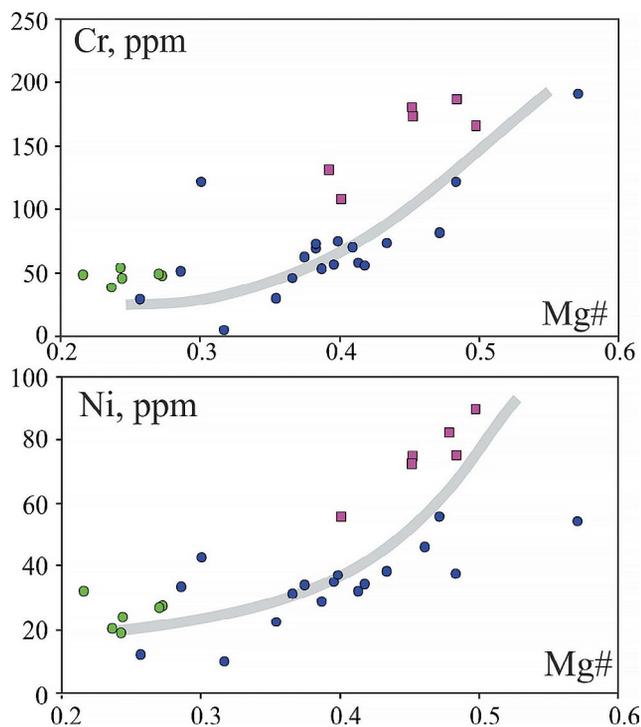


Рис. 10. Зависимость концентраций Cr и Ni в базальтах бимодальных ассоциаций от Mg# (MgO/(MgO + FeO_{tot}) мол.). Условные обозначения см. на рис. 8.

~ 0.2–0.07), что согласуется с геологическими данными о родстве этих пород и позволяет рассматривать их в качестве продуктов, близких по составу расплавов, сформированных в условиях разных фаций глубинности.

В целом приведенные характеристики свидетельствуют, что в породах бимодальных ассоциаций с повышением содержания SiO₂ отмечается согласованный рост концентраций большинства несовместимых элементов. Обогащение пород этими элементами, особенно Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, REE, отражает ярко выраженную редкометалльную специализацию бимодального магматизма.

Изотопный состав

Данные об изотопном составе Sr и Nd пород бимодальных ассоциаций представлены в Supplementary 2, ESM_2 и отражены на графиках (рис. 11). Кислые породы этих ассоциаций, как правило, характеризуются высокими значениями Rb/Sr, что при существующих погрешностях в определении возраста пород осложняет оценку их первичного изотопного состава Sr. Поэтому на рис. 11а вынесены только составы базальтоидов, в которых Rb/Sr существенно меньше 1. Базальты из разных ассоциаций обладают близкими

характеристиками – изотопный состав стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i в них варьирует в интервале 0.7050–0.7062, изменение величины ε_{Nd}(T) происходит в диапазоне от –2.5 до +2.4 (с учетом данных Zhu et al., 2016). В целом распределение составов на графике соответствует тренду, вытянутому в сторону поля составов (II квадрант) деплетированных мантийных источников. Такая конфигурация их распределения предполагает участие в образовании пород по меньшей мере двух источников с разными изотопными характеристиками.

На рис. 11б показаны вариации изотопного состава ε_{Nd}(T) от содержания SiO₂ в породах. Очевидно, что в пределах одной ассоциации изотопный состав неодима практически не зависит от SiO₂, отсутствуют и какие-либо отклонения их характеристик в сторону изотопного состава вмещающих пород. Этот факт указывает на отсутствие заметного участия подстилающей континентальной коры в образовании пород бимодальных ассоциаций.

ОБСУЖДЕНИЕ

Возраст бимодального магматизма Центральной Монголии

На существующих геологических картах (Карта ..., 1979; Карта ..., 1989; Монгол улсын ..., 2010) рассмотренные бимодальные ассоциации отнесены к разновозрастным образованиям: Ахарын – к поздней юре–раннему мелу, Улзийт – к перми, Сант и Ада-Цаг к триасу или перми. Представления о принадлежности этих комплексов к одной (пермской) возрастной группе были высказаны в (Ярмолюк, Коваленко, 1991), они опирались на сходство состава пород и близкие особенности строения этих ассоциаций с пермскими бимодальными базальт–щелочно-риолитовыми комплексами Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Первые результаты датирования пород вулканического комплекса Улзийт показали, что комплекс сформировался в конце триаса ~211 млн лет назад (Андреева, Коваленко, 2011). Этот результат был подтвержден в работах (Zhu et al., 2016; Ярмолюк и др., 2017), где получен ряд определений U-Pb возраста по циркону из пород этого комплекса, укладывающихся в интервал 213–207 млн лет. Близкие оценки были получены также для вулcano-плутонического комплекса Хулд (214 ± 3 млн лет, SHRIMP по циркону, Yun et al., 2010), для магматических комплексов Сант (206 ± 1 млн лет, ID-TIMS по циркону, Ярмолюк и др., 2017) и гор Ахарын (215 млн лет, K-Ar по матриксу пород, Yarmolyuk et al., 2023). Представленные в настоящей статье данные о возрасте пород магматического комплекса Ада-Цаг (195 ± 2 млн лет) вполне согласуются с этими оценками и позволяют говорить, что в пределах Центральной Монголии

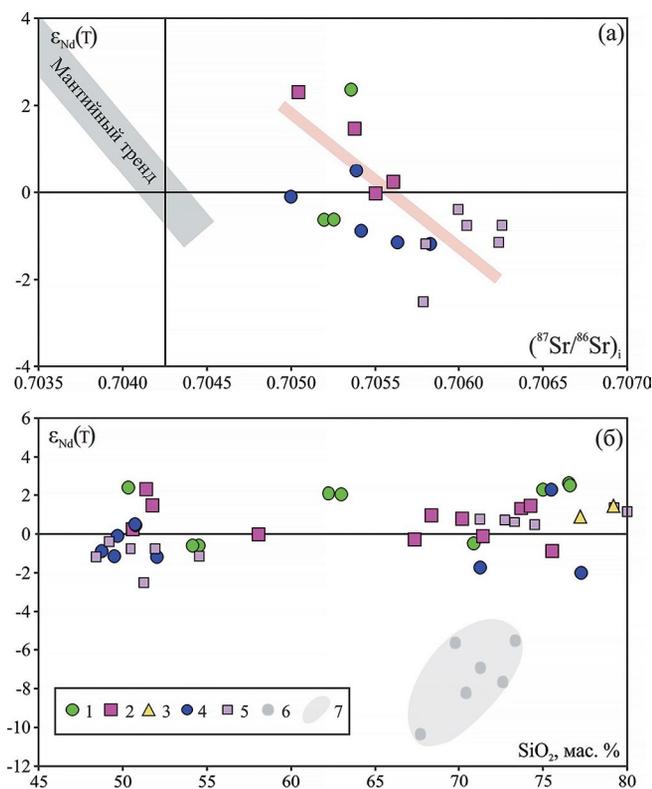


Рис. 11. Изотопный состав пород бимодальных ассоциаций: (а) базальтоидов на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ и (б) пород всего спектра составов на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ – SiO_2 . 1–4 см. на рис. 8; 5 – данные по бимодальным ассоциациям района Улзийт (Zhu et al., 2016); 6 – изотопный состав домезозойских гранитоидов Северо-Гобийского блока (неопубликованные данные авторов); 7 – поле изотопного состава коры Северо-Гобийского блока.

в конце триаса–начале юры протекал однотипный базальт–трахит–щелочно-риолитовый (щелочно-гранитоидный) магматизм бимодального типа. Его характерной особенностью стала высокая щелочность пород и повышенная редкометальность кислых составляющих.

Бимодальный магматизм проявился спустя ~30 млн лет после столкновения Средне-Гобийского блока с Сибирским континентом, приведшего к закрытию Хэнтэйского сегмента МОП. Возраст коллизии ограничен позднепермскими конгломератами, перекрывающими с несогласием Ада-Цагскую сутуру (Моссаковский, Томуртоого, 1976). В результате коллизии прекратилась субдукция под Средне-Гобийский блок со стороны Монголо-Охотского океана (Zhao et al., 2017). Это привело к прекращению магматизма в пределах Северо-Гобийского вулcano-плутонического пояса, природа которого определялась субдукцией (Tomurtoого et al., 2005; Zhao et al., 2017). Последние импульсы

магматизма в его пределах оценены в ~247 млн лет (Ganbat et al., 2022). Этот рубеж определяет возрастную границу полного завершения субдукции в Хэнтэйском сегменте Монголо-Охотского океана. Возрастной разрыв между этим рубежом и началом позднепермской магматической активности указывает на то, что проявления последней были связаны с посторогенным периодом развития территории.

Источники и природа бимодального магматизма

Бимодальный магматизм, характеризующийся одновременным становлением пород основного и кислого состава, является типичным для континентальных рифтов (Wilson, 1989; Ayalew, Gibson, 2009; Natali et al., 2011) и областей внутриплитного растяжения (Turner et al., 1992). Его проявления отмечаются также в других обстановках, в частности, в зонах конвергенции (Bonin, 2004; Espinoza et al., 2008; Tang et al., 2016). При этом источники магматизма в разных обстановках имеют различные геохимические характеристики, поэтому состав пород соответствующих им магматических ассоциаций служит надежной основой для реконструкций условий и обстановок их формирования.

Проявления бимодального магматизма в Центральной Монголии представлены магматическими ассоциациями, сложенными трахибазальтами, трахиандезитбазальтами, трахитами, щелочными риолитами и щелочными гранитами и могут служить индикаторами внутриплитных обстановок растяжения. Как правило, в строении ассоциаций кислые породы образуют скопления потоков и экзтрузий большой мощности, сопоставляемые с вулканами центрального типа, а основные породы распространены по их обрамлению, реже в их центральных участках, где переслаиваются с кислыми лавами. Эти геологические соотношения позволяют предполагать генетическую связь между контрастными по составу породами рассмотренных комплексов.

Геохимические связи между разными по составу породами бимодальных ассоциаций хорошо иллюстрируются графиками (рис. 12), демонстрирующими распределение в породах рассеянных элементов относительно Nb, являющегося высоконесовместимым элементом и поэтому выбранным в качестве индекса дифференциации. На графиках фигуративные точки составов разных пород бимодальных ассоциаций образуют линейные зависимости, которые обычно возникают при фракционировании породообразующих минералов. Дифференциация исходных расплавов хорошо согласуется с фракционированием вначале оливина и пироксена (снижение Sr и Ni) (рис. 10), а затем полевых шпатов (сокращение доли Ba, Sr и Eu в кислых породах) (рис. 9), обеспечивших

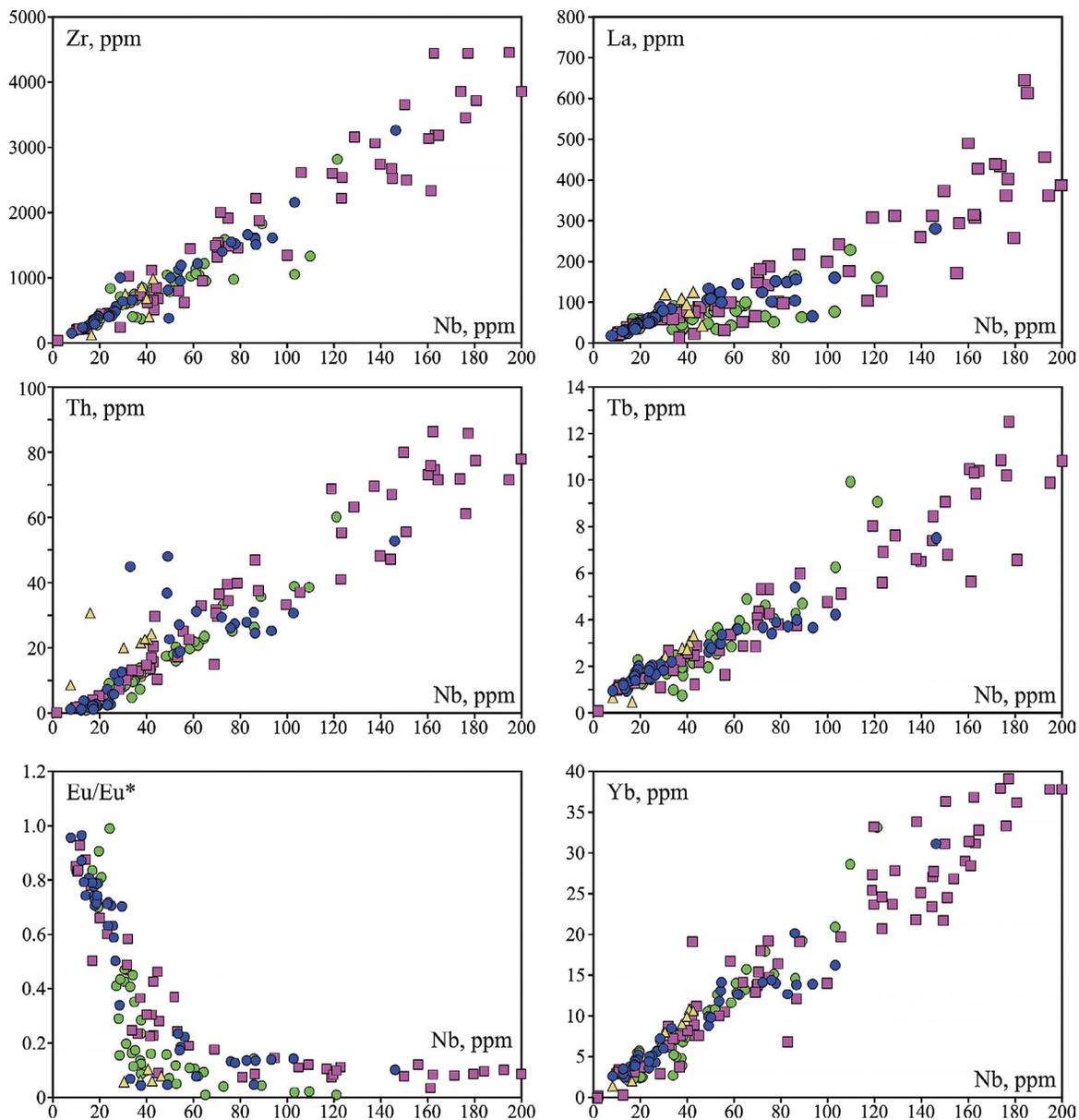


Рис. 12. Распределение редких элементов относительно Nb в породах бимодальных ассоциаций. Условные обозначения см. на рис. 8.

пропорциональное накопление большинства несовместимых элементов в остаточных расплавах. Этот процесс убедительно иллюстрируется на рис. 12 с использованием параметра Eu/Eu^* , являющегося показателем дифференциации расплавов. По мере снижения Eu/Eu^* в породах отмечается закономерное повышение содержаний Zr, Nb, La и других редких элементов, вплоть до рудных концентраций. Подобная направленность дифференциации расплавов, приводящая к образованию редкометальных месторождений, типична для

щелочных магм внутриплитных обстановок (Коваленко и др., 2006; Турченко, 2021).

Особо отметим, что на графиках составы пород из разных вулканических комплексов укладываются в общие эволюционные тренды (рис. 12), что, очевидно, свидетельствует о сходстве составов исходных расплавов, участвовавших в образовании пород пространственно разбросанных бимодальных ассоциаций.

Параметрам источника этих расплавов в наибольшей степени отвечают основные породы. Им

свойственны высокие содержания большинства несовместимых элементов, сближающие их с OIB, и, соответственно, предполагающие наличие такого же источника. В то же время они обладают более высоким содержанием Ва и более низкими Nb и Та, что является характерной особенностью базальтов конвергентных обстановок. Тем не менее от IAB (Kelemen et al., 2003) позднетриасовые базальты отличаются более высокими содержаниями практически всех рассеянных элементов (рис. 9). Пониженные содержания Nb и Та в них можно было бы связать с контаминацией расплавов OIB-типа коровым материалом. Однако базиты характеризуются низкими средними значениями Th/Ce (0.04) и Th/La (0.08), которые близки к их значениям в базальтах OIB (0.04 и 0.10 соответственно), но резко отличаются от значений (0.13 и 0.28 соответственно), типичных для континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014). Эти показатели исключают заметное участие коровой контаминации в образовании магматических расплавов.

На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008, рис. 13а) составы основных пород распределены вдоль границы поля составов базальтов подлитосферных источников (поле мантийной последовательности). На диаграмме TiO₂/Yb–Th/Nb (Pearce et al., 2021, рис. 13б) основные породы бимодальных ассоциаций в основном попадают в поле внутриплитных источников и частично в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии – SZLM (Pearce et al., 2021). Такое их положение позволяет сопоставить позднетриасовые базальты Центральной Монголии с ПИВ типом внутриплитных источников (Pearce et al., 2021), которые формируются в результате плюм-литосферного взаимодействия и, например, участвовали в образовании трапповой провинции Декана и позднемезозойской крупной вулканической провинции высокой Арктики (HALIP). Геохимические характеристики базальтов (обогащенность по всему спектру несовместимых элементов) позволяют предполагать, что плюмовый источник был близок к OIB. В то же время повышенные содержания в них LILE при пониженных значениях Nb-Та указывают на участие в их образовании литосферной мантии, метасоматизированной субдукционным компонентом (Bonin, 2004; Pearce et al., 2021).

Влияние литосферного компонента отразилось не только на составе базальтов, но и на всех более кислых дифференциатах, участвующих в строении бимодальных ассоциаций. На рис. 14 показано положение составов щелочных риолитов на диаграммах (Pearce et al., 1984; Eby, 1992). Они образуют ряд точек вдоль границы, разделяющей поле составов внутриплитных щелочных гранитоидов на A₁- и A₂-типы. Часть составов попала в поле A₁, что позволяет сопоставлять их с кислыми породами рифтовых областей, которые рассматриваются

в качестве дифференциатов базальтовых расплавов (Eby, 1992). В то же время значительная часть составов кислых пород оказалась в поле A₂, которая характеризуется показателями Y/Nb > 1.2 (Eby, 1992). И это не удивительно, так как, являясь дифференциатами базальтовых расплавов, кислые породы наследовали их геохимические особенности. Исходные базальтовые расплавы характеризовались пониженным содержанием Nb и, как следствие, в них Y/Nb > 1.2. Поэтому продукты их дифференциации несут в себе эту метку. Снижение этого значения до Y/Nb < 1.2 отмечается в породах, отвечающих глубоко дифференцированным расплавам, в которых появление минералов-концентраторов REE (чевкинит, бастнезит, фторапатит)

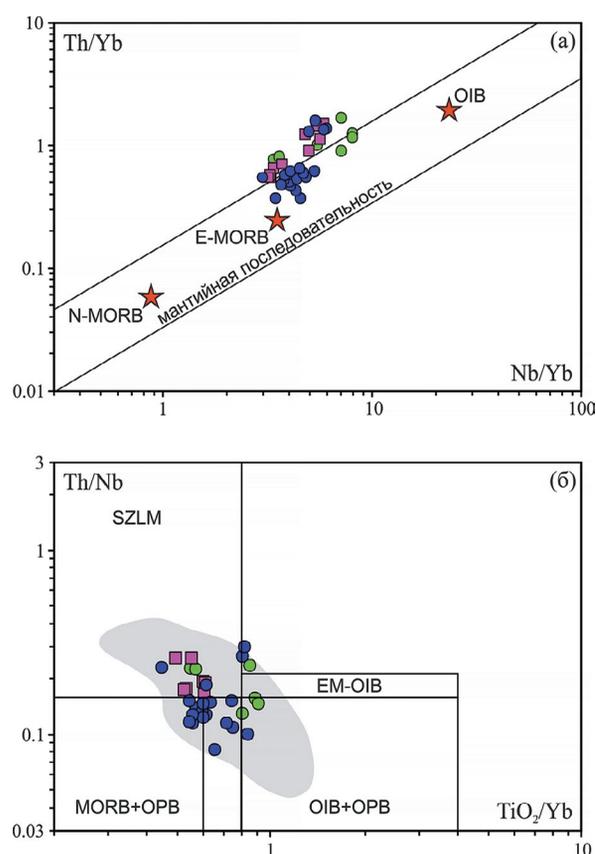


Рис. 13. Положение основных пород бимодальных ассоциаций на диаграммах Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) и TiO₂/Yb–Th/Nb (Pearce et al., 2021). Тренд мантийной последовательности по (Pearce, 2008), средние составы и поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) нормального (N-) и обогащенного (E-) типов, базальтов океанических островов (OIB), обогащенных базальтов океанических островов (EM–OIB), океанических плато (OPB) и субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM) по (Pearce et al., 2021). Серое поле – область составов траппов Декана и базальтов HALIP по (Pearce et al., 2021). Условные обозначения см. на рис. 8.

изменило соотношение между REE и другими несовместимыми элементами (Андреева, Коваленко, 2011; Андреева и др., 2018, 2023).

В соответствии с изотопными характеристиками основных пород бимодальных ассоциаций формирование базальтовых расплавов происходило при участии по крайней мере двух источников – подлитосферного (астеносферного или плюмового) и литосферного, взаимодействие которых определило линейное распределение изотопных составов на диаграмме (рис. 11а). Составы пород левой части тренда характеризуются значениями $\epsilon_{Nd}(T) \sim 2.5$ и $(^{86}Sr/^{87}Sr)_i \sim 0.705$, близкими к параметрам обогащенной мантии. По-видимому, эти значения в первом приближении можно соотносить с составом подлитосферного компонента. О параметрах литосферного источника можно судить по отклонению составов пород правой части графика в область отрицательных значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и высоко-радиогенных составов Sr, типичных для литосферы с неопротерозойскими модельными изотопными характеристиками ($T_{Nd}(DM) \sim 700-1100$ млн лет). Это вполне согласуется с преобладанием в строении рассматриваемой территории позднедокембрийской литосферы Средне-Гобийского блока.

Геологические связи бимодального магматизма

Проявления бимодального магматизма по территории Центральной Монголии рассредоточены в целом независимо от ее структурного плана преимущественно северо-восточной ориентировки.

Они установлены как к северу, так и к югу от Ада-Цагской сутуры, отмечаются в пределах Северо-Гобийской впадины и граничащего с ней выступа докембрийского фундамента Средне-Гобийского блока. Ряд подобных вулcano-плутонических комплексов того же возраста установлен к северу от рассматриваемой территории (рис. 1). Это комплексы в районе поселка Бат-Ценгел (220 млн лет; Ярмолюк и др. 2019б), районов слияния рек Хойт-Хануй и Дунд-Хануй, междуречья рек Чулуту и Хануй, отвечающих осевым участкам Хангайского прогиба (наши неопубликованные данные). В целом полоса их выходов соответствует Хархоринской зоне Хэнтэйского раннемезозойского зонального магматического ареала (Коваленко и др., 2003), которая прослеживается в северо-северо-восточном направлении, пересекая структуры МОП между Хангайским и Хэнтэйским его сегментами.

Следует отметить, что поздне триасовый магматизм исключительно широко протекал в области западной оконечности МОП (Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013; Wang et al., 2017). Здесь в интервале $\sim 220-190$ млн лет возник крупный зональный Хэнтэйский магматический ареал (рис. 1) (Коваленко и др., 2003). Его центральная часть образована одним из крупнейших в Центральной Азии Хэнтэйским батолитом, объединившим серию крупных массивов гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов. Внешняя зона ареала, выделяемая так же, как зона распыленного магматизма (Мезозойская ..., 1975; Коваленко и др., 1984; Коваль, 1998),

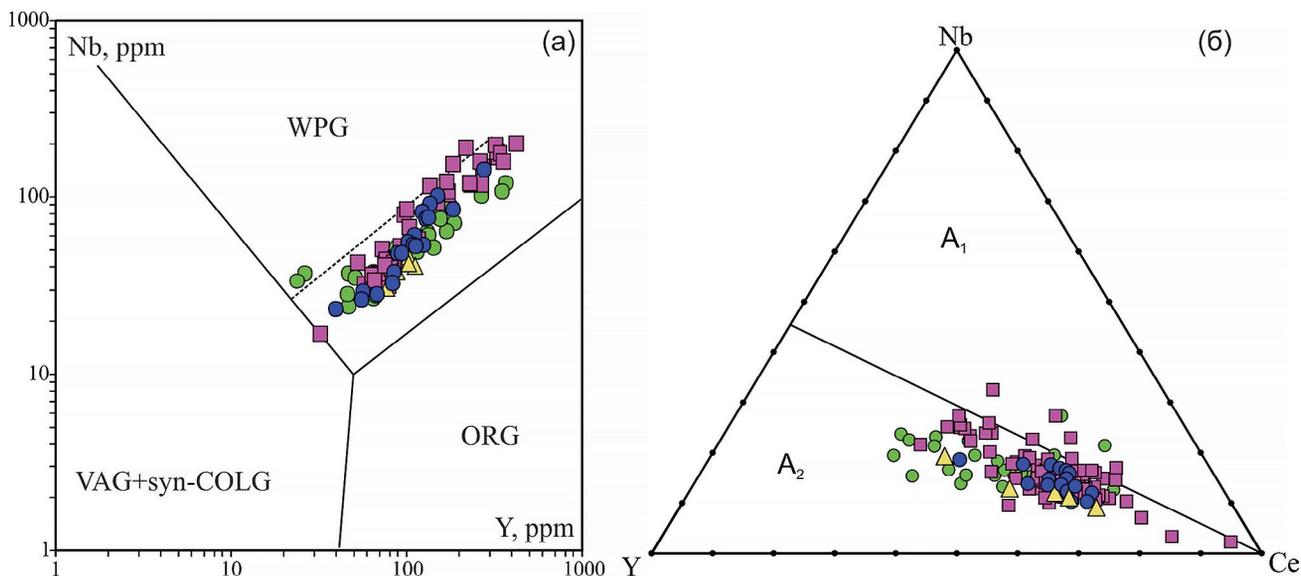


Рис. 14. Составы кислых пород бимодальных ассоциаций на дискриминантных диаграммах: (а) Nb–Y по (Pearce et al., 1984) и (б) Y–Nb–Ce по (Eby, 1992). Поля составов гранитоидов: WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов, VAG+syn-COLG – вулканических дуг и синколлизийных, A₁ – рифтогенных, преимущественно мантийной природы, A₂ – постколлизийных, преимущественно коровой природы. Условные обозначения см. на рис. 8.

совпадает с поясом прогибов и грабенов, который обрамляет сводовое поднятие Хэнтейского батолита. Эта зона характеризуется развитием относительно небольших, часто гипабиссальных массивов гранитоидов и полей вулканических пород преимущественно субщелочного и щелочного ряда (Коваленко и др., 1984), в том числе бимодальных вулканических ассоциаций и массивов щелочных гранитов. В Центральной Монголии к востоку от рассматриваемого нами района к тому же типу

ассоциаций относится поздне триасовые (220–210 млн лет; Ярмолюк и др., 2019а) щелочные гранитоиды, слагающие ряд массивов, которые прослеживаются в северо-восточном направлении более чем на 450 км. Их выходы сопровождаются субвулканическими и вулканическими проявлениями пород повышенной щелочности (трахириолитами, щелочными риолитами), которые остаются пока слабо изученными в геохронологическом отношении.

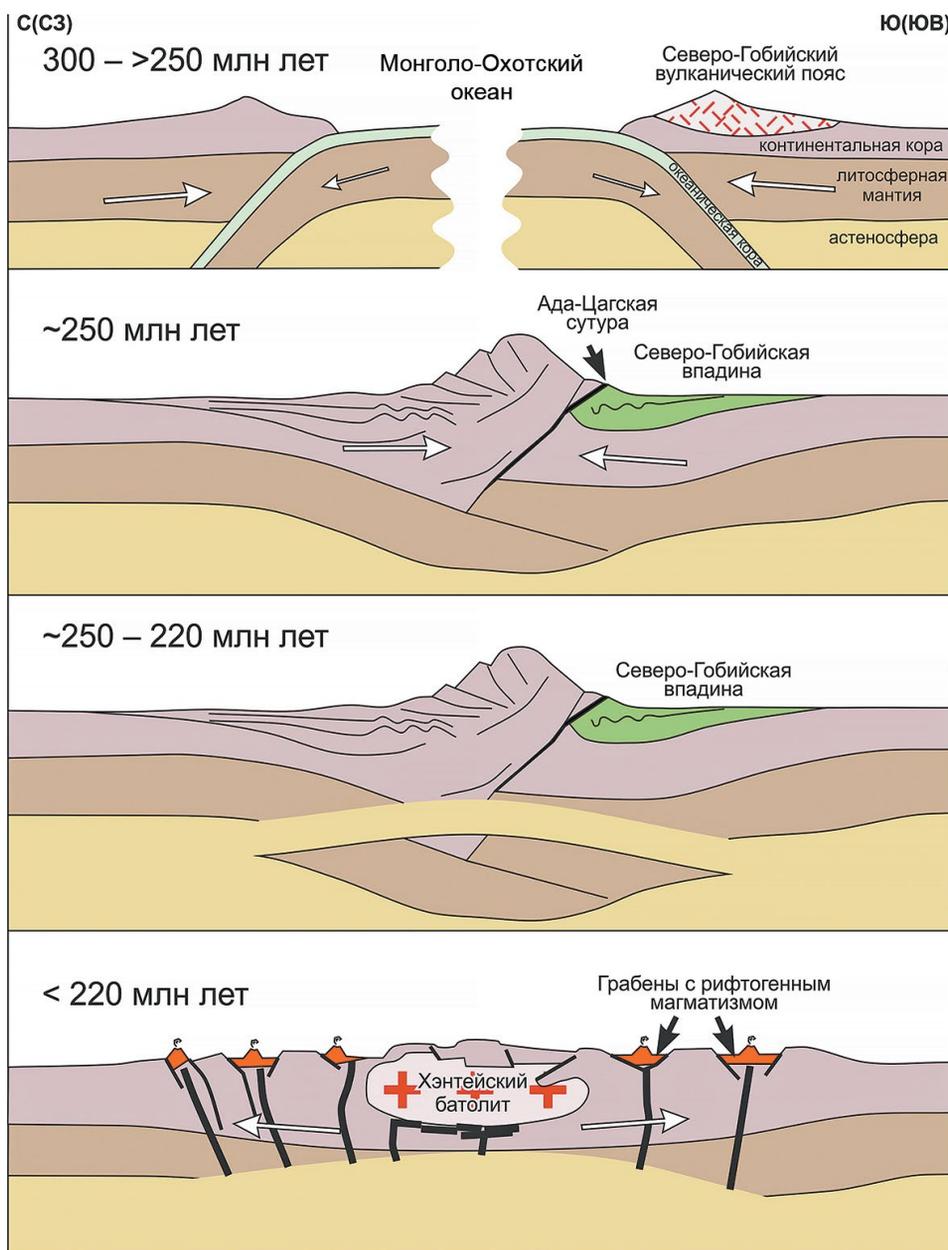


Рис. 15. Модель геодинамической эволюции Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса. 300—>250 млн лет — этап двусторонней субдукции Ада-Цагской ветви Монголо-Охотского океана; ~250 млн лет — коллизия и прекращение субдукции, контролировавшей образование Северо-Гобийского вулканического пояса; ~250—220 — деламинация и создание условий для появления астеносферы в основании континентальной коры региона; <220 млн лет — развал орогена над астеносферным выступом, обеспечивший формирование Хэнтейского зонального магматического ареала.

Бимодальные вулканические ассоциации с участием щелочных гранитоидов также широко проявлены по северному (Западно-Забайкальскому) обрамлению Хэнтэйской части МОП (Воронцов и др., 2007). Здесь выделяются цаган-хуртейская и харитоновская базальт-пантеллеритовые вулканические ассоциации, возраст которых оценивается около 214–207 млн лет (Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 2004). С ними сопряжены щелочные гранитоиды малокуналейского комплекса, имеющие тот же возраст (Reichow et al., 2010). Формирование бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов здесь связывалось с рифтогенезом и участием в магматизме обогащенной мантии (Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2002).

Общей особенностью позднетриасового бимодального и щелочно-гранитоидного магматизма в Хэнтэйском сегменте МОП является связь с грабенами, указывающая на рифтогенный режим его формирования. Эти грабены, как правило, имеют субширотную или северо-восточную ориентировку, согласующуюся с региональным структурным планом, который задается здесь складчатыми структурами МОП. Структуры растяжения, фиксируемые грабенами и дайковыми поясами, отмечаются не только по всему обрамлению зонального ареала, но и в его осевой части (Антипин, Одгэрэл, 2016), свидетельствуя тем самым, что режим продольного растяжения охватывал всю территорию Хэнтэйского сегмента МОП. С учетом того, что позднетриасовый магматизм возобновился в регионе после паузы продолжительностью >30 млн лет, которая пришлась на время закрытия и орогенеза в этой части МОП, можно предположить, что режим растяжения отвечал фазе развала орогена. С этим вполне согласуется отсутствие складчатых деформаций в позднетриасовых магматических толщах, свидетельствующее об отсутствии стрессовых воздействий в регионе после их образования. Все это заставляет искать причины возобновления позднетриасового магматизма в процессах, не связанных с субдукционным этапом развития МОП.

Плюм-литосферное взаимодействие и образование Хэнтэйского ареала

Вопрос о природе раннемезозойского магматизма в западной части МОП давно обсуждается в литературе. В работе (Зоненшайн и др., 1976) авторы связывали его с особой геодинамической обстановкой Монголо-Охотского типа, которая объясняла зональное распределение разных по составу магматических комплексов формированием МОП над перекрытым спрединговым центром по модели образования магматической Провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки. Позднее, в связи с получением данных о главенстве процессов конвергенции на завершающих

стадиях развития МОП были сформулированы представления о субдукционной природе раннемезозойского магматизма (Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005; Donskaya et al., 2013 и др.). Согласно с ними, субдукция контролировала магматизм в северном обрамлении МОП начиная с позднего палеозоя и завершилась только в конце раннего мезозоя в результате закрытия океанического бассейна (Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013).

Эта модель в приложении к раннемезозойскому ареалу вызывает ряд вопросов. Во-первых, коллизия в Хэнтэйском сегменте завершилась к началу триаса, что исключает более позднее продолжение субдукционных процессов в его пределах. Во-вторых, эта модель не объясняет особенности распределения магматических комплексов в строении Хэнтэйского раннемезозойского зонального магматического ареала, не зависящие от структур этой части МОП. Для объяснения отмеченных особенностей магматического ареала нами была предложена модель, предполагающая участие в его образовании мантийного плюма (Коваленко и др., 2003; Ярмолюк и др., 2002). В основу модели были положены данные о том, что мантийные магмы в виде базальтов и даек основных пород участвовали не только в образовании периферической зоны ареала, но и его центральных участков, что указывает на присутствие мантийного источника расплавов и тепла в основании всего магматического ареала. Различия в составе продуктов — преимущественно гранитоиды в центре ареала и ассоциации с участием базальтов по периферии — объясняются разными масштабами плюм-литосферного взаимодействия в пределах орогенной области. Батолиты коровых гранитоидов занимают значительную площадь в осевой части орогенной области, характеризующуюся наиболее мощной корой, а мантийный магматизм проявлен по ее обрамлению. Эти особенности проявления магматизма позволяют предположить, что основание орогенной области подверглось активному плавлению, попав под воздействие горячих мантийных магм. Скорее всего, этому способствовал коллапс орогенной области, который привел к деляминации литосферного кила орогена и возникновению на его месте ловушки для мантийного плюма. По-видимому, это был тот же плюм, который участвовал в формировании позднепермской–раннетриасовой Хангайской магматической области (Ярмолюк и др., 2019б) и который в результате вращения Сибирского континента по часовой стрелке в раннем мезозое, скорее всего, оказался в основании Хэнтэйского региона (Kuzmin et al., 2010). Воздействие горячей мантии непосредственно на мощную кору инициировало образование большого объема коровых магм, тогда как в участках с менее мощной корой мантийные

магмы могли проникать к поверхности, формируя ассоциации с участием основных пород (рис. 15).

Результаты, полученные в ходе изучения бимодальных ассоциаций Центральной Монголии, дают дополнительные аргументы в поддержку этой модели. Геологические и геохронологические характеристики этих ассоциаций свидетельствуют об их образовании после завершения коллизии с большим возрастным отрывом. Их формирование было связано с процессами рифтогенеза, которые, скорее всего, протекали на стадии распада орогена, а участвующие в их составе магматические породы несут геохимические характеристики подлитосферного магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бимодальные базальт–щелочно-риолитовые ассоциации Центральной Монголии объединяют породы широкого диапазона составов – трахибазальты, тразиандезибазальты, трахиты, трахидациты, щелочные риолиты, и, как правило, сопровождаются щелочными гранитоидами. Весь это комплекс пород формировался в результате дифференциации исходных базальтовых расплавов повышенной щелочности. Их геохимической особенностью являлось обогащение несовместимыми элементами, которые в процессе фракционирования накапливались в остаточных расплавах, вплоть до рудных содержаний.

Геохимические и изотопные характеристики пород бимодальных ассоциаций указывают на плюм-литосферное взаимодействие при образовании их исходных расплавов. Плюмовая составляющая по составу была близка к источнику ОИВ, литосферный компонент отвечал литосферной мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов со стороны Монголо-Охотского океана.

Бимодальный и сопряженный с ним щелочно-гранитоидный магматизм в Центральной Монголии проявился в конце триаса–начале юры в интервале между 220 и 195 млн лет.

Магматизм был связан с режимом рифтогенеза, который проявился в регионе спустя более 30 млн лет после начала орогении в Хэнтэйском сегменте МОП и, по-видимому, был связан с распадом орогена. Это позволяет говорить о завершении коллизионных процессов в рассматриваемом регионе в конце перми–начале триаса, что подтверждает клавишное закрытие Монголо-Охотского океана в Монголо-Забайкальской его части. Разрыв во времени между закрытием отдельных сегментов пояса составлял десятки миллионов лет: Хангайский сегмент закрылся к 300 млн лет, Хэнтэйский к 250 млн лет, Агинский к 170 млн лет. Такие временные интервалы между образованием отдельных участков МОП, очевидно, указывают на независимую

природу террейнов, определявших его южную границу, и разное время их аккреции к южному краю Сибирского континента, фиксируемому Монголо-Охотской сутурой.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.А. Воронцову и С.В. Хромых, замечания и предложения которых способствовали более четкому изложению материалов статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН по теме государственного задания. Сопоставление геохронологических данных и построение геодинамической модели выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00033).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева И.А., Коваленко В.И. Эволюция магм трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Дзарта-Худук, Центральная Монголия: по данным изучения включений в минералах // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 4. С. 363–385.

Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолук В.В. Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // *Докл. АН*. 2018. Т. 481. № 4. С. 400–406.

Андреева И.А., Ярмолук В.В., Борисовский С.Е. Состав и условия формирования магм щелочно-салических пород раннемезозойской бимодальной ассоциации Ада-Цаг Хархоринской рифтовой зоны Центральной Азии (данные изучения расплавных включений в минералах) // *Докл. АН. Науки о Земле*. 2023. Т. 509. № 2. С. 74–83.

Антипин В.С., Одгэрэл Д. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайкивая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 5. С. 537–553.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Лыхин Д.А. и др. Магматизм и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны: по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 1. С. 37–60.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Байкин Д.Н. Структура и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртэйского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // *Геохимия*. 2004. № 11. С. 1186–1202.

Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 751 с.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.

Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сковородино–Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 52. № 10. С. 2122–2131.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 30–49.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. 328 с.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 11–25.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.

Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб: 1:1500000. Гл. ред. А.Л. Яншин. 1979.

Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождения раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. Центр инновационных проектов М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. 280 с.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 494 с.

Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 54–62.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–455.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061–1073.

Монгол улсын мезозой-кайнозойн тектоникийн зураг. Масштаб 1:1 000 000. Гл. ред. О. Томуртоого. 2010.

Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 128 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–44.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

Турченко С.И. Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующих с ними тектономагматических структур // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 102–109.

- Ярмолук В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. и др.* Рифтогенный магматизм западной части ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Ээнжин Г.* Ранне-мезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // Докл. АН. 2019а. Т. 488. № 1. С. 62–66.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др.* Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019б. Т. 27. № 1. С. 79–102.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M. et al.* Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Frontiers. 2022. V. 13. № 1. 101254.
- Ayalew D., Gibson S.A.* Head-to-tail transition of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt–rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province // Lithos. 2009. V. 112. P. 461–476.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: A new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Bonin B.* Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A.* The Mongol-Okhotsk belt in Mongolia – an appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. V. 510. P. 132–150.
- Cogné J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F.* Late Jurassic-early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophysic. J. Int. 2005. V. 163. P. 813–832.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.V., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.* Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. Taylor & Francis Group, 2001. 288 p.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Espinoza F., Morata D., Polvé M. et al.* Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S) // Lithos. 2008. V. 101. P. 191–217.
- Ganbat A., Tsujimori T., Miao L. et al.* Age, petrogenesis, and tectonic implications of the late Permian magmatic rocks in the Middle Gobi volcanoplutonic Belt, Mongolia // Island Arc. 2022. V. 31. № 1. 12457.
- Guo Z.H., Yang Y.T., Zyabrev S., Hou Z.H.* Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the Latest Jurassic – Earliest Cretaceous // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145 (B). P. 494–511.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3: The Crust. P. 593–659.
- Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harber W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 34–57.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Sci. Rev. 2010. V. 102. P. 29–59.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London Memoirs. 2004. P. 69–74.

- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2005. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2008. 75 p.
- MacDonald R.* Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // *Bull. Volcanol.* 1974. V. 38. P. 498–516.
- Miao L., Zhu M., Liu C. et al.* Detrital-zircon age spectra of neoproterozoic-paleozoic sedimentary rocks from the Ereendavaa Terrane in NE Mongolia: Implications for the early-stage evolution of the Ereendavaa Terrane and the Mongol-Okhotsk Ocean // *Minerals.* 2020. V. 10. № 9. P. 742.
- Narantsetseg T., Orolmaa D., Yuan C. et al.* Early-middle Paleozoic volcanic rocks from the Ereendavaa Terrane (Tsarigiin gol area, NE Mongolia) with implications for tectonic evolution of the Kherlen massif // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 175. P. 138–157.
- Natali C., Beccaluva L., Bianchini G., Siena F.* Rhyolites associated to Ethiopian CFB: Clues for initial rifting at the Afar plume axis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 59–68.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers Ch.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. 106068.
- Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D.* Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry // *Chem. Geol.* 2010. V. 273. P. 120–135.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise Geochem.* 2014. V. 4. P. 1–51.
- Ruppen D., Knaf A., Bussien D. et al.* Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean in Mongolia: hangay-hentey accretionary wedge and seamount collision // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. № 4. P. 1517–1534.
- Sorokin A.A., Smirnova Yu.N., Kotov A.B. et al.* Provenances of the Paleozoic terrigenous sequences of the Oldoi Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb geochronology (LA-ICP-MS) // *Geochem. Int.* 2015. V. 53. P. 534–544.
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. London. 1989. Spec. Publ. V. 42. P. 313–345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka et al.* JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tang J., Xu W-L., Wang F. et al.* Early Mesozoic southward subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: Evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China // *Gondw. Res.* 2016. V. 31. P. 218–240.
- Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A. et al.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London.* 2005. V. 162. P. 125–134.
- Turner S., Sandiford M., Foden J.* Some geodynamic and compositional constraints on “postorogenic” magmatism // *Geology.* 1992. V. 20. P. 931–934.
- Van der Voo R., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M. et al.* Latest Jurassic-earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // *Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 2015. V. 513. P. 1–18.
- Wang T., Tong Y., Zhang L. et al.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 368–392.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Geoanal. Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical*

techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Wilson M. Igneous petrogenesis: a global approach. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kudryashova E.A., Oyunchimeg Ts. Structure, age, and evolution of the late mesozoic eastern Mongolian Volcanic Belt // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2023. V. 31. Suppl. 1. S29–S51.

Yun F., Liu Y.F., Jiang S.H., Bai D.M. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the alkaline syenite stock in the Khuld rare earth element mineralized district of central south Mongolia and its geological implications // *Acta Geosci. Sinica.* 2010. V. 31. P. 365–372.

Zhao P., Xu B., Jahn B.M. The Mongol-Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from

zircon U-Pb ages, whole-rock elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 225–242.

Zhu M., Zhang F., Miao L. et al. Geochronology and geochemistry of the Triassic bimodal volcanic rocks and coeval A-type granites of the Olzit area, Middle Mongolia: Implications for the tectonic evolution of Mongol–Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 122. P. 41–57.

Zhu M., Pastor-Gal'an D., Miao L. et al. Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol–Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // *Lithos.* 2023. V. 436–437. 106951.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics.* 1999. V. 306. P. 33–56.

Early Mesozoic Bimodal Volcanic Sequences of the Central Mongolia: Implications for Evolution of Khentey Segment of the Mongol-Okhotsk Belt

V. V. Yarmolyuk¹, A. M. Kozlovsky¹, V. M. Savatenkov², A. S. Novikova¹, Ts. Oyunchimeg³

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

³*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

Volcanic sequences of bimodal basalt–trachyte–alkaline-rhyolite character with alkaline granites are widespread in the Central Mongolia. They outcrop within small sublatitudinal grabens scattered along the southern and western frame of the Khentey part of the Mongol-Okhotsk Belt. According to geochronological data, the bimodal magmatic activity occurred from the end of Triassic to start of Jurassic (220–195 Ma). Many rocks of bimodal sequences have high alkali content and rare metal signatures. Fractionation crystallization was the leading process causes an attainment of ore-level rare elements concentrations in the most differentiated melts. Mafic magmas enriched relative to the OIB in the majority of incompatible trace elements were primary melts for all rocks of these associations. At the same time, they show increased Ba and depleted Ta and Nb contents testify to participation of lithospheric mantle component in their source. The Nd and Sr isotopic ratios of the rocks corresponds to at least two magma sources identified as enriched asthenospheric mantle and subduction-modified lithospheric mantle. Bimodal magmatism in the Khentey segment of the Mongol-Okhotsk belt appeared ~30 Ma after the collision caused by the closure of the Ada-Tsag branch of the Mongol-Okhotsk Ocean at about 250 Ma. Rifting occurred along the entire frame of the Khentey segment of the belt and controlled this magmatism. It was initiated by collapse of the orogen with delamination of its keel caused the involvement of asthenospheric mantle in the Late Triassic–Early Jurassic magmatism of the region.

Keywords: Mongol-Okhotsk belt, bimodal magmatism, rare-metal felsic rocks, accretion, post-accretion magmatism